

CUPRINSUL

	<u>Pag.</u>
Şt. Airinei. Gravimetric-Magnetometric Prospections in Apuseni Mountains for the Location both of Eruptive Bodies and of Highly Hydrothermalized Zones (Abstract)	7
Şt. Airinei. Prospectiuni gravimetrice-magnetometrice în Munții Apuseni pentru localizarea aparatelor vulcanice și a zonelor de hidrotermalizare accentuată	7
Şt. Airinei. Prospections gravimétriques-magnétométriques dans les Monts Apuseni pour la localisation des appareils volcaniques et des zones à hydrothermalisation accentuée (Résumé)	30
Şt. Airinei, M. Boisnard, R. Botezatu, Lia Georgescu, P. Suciu, M. Visarion. Map of the Magnetic Anomaly ΔZ of Moldavia (Abstract)	33
Şt. Airinei, M. Boisnard, R. Botezatu, Lia Georgescu, P. Suciu, M. Visarion. Harta anomaliei magnetice ΔZ a Moldovei	33
Şt. Airinei, M. Boisnard, R. Botezatu, Lia Georgescu, P. Suciu, M. Visarion. Carte de l'anomalie magnétique ΔZ de Moldavie (Résumé)	43
Şt. Airinei, Sc. Stoenescu. Edition and printing of the gravimetric map (Bouguer anomaly) of the Rumanian People's Republic, scale 1:1.000.000 (Abstract)	47
Şt. Airinei, Sc. Stoenescu. Redactarea și imprimarea hărții gravimetrice a R.P.R. (anomalia Bouguer) scara 1:1.000.000	47
Şt. Airinei, Sc. Stoenescu. Rédition et impression de la carte gravimétrique (anomalie Bouguer) de la R.P.R., échelle 1:1.000.000 (Résumé)	50
Şt. Airinei. Gravimetric and Magnetic Measurements in the Balta Galatz (Northern Dobrogea) (Abstract)	51
Şt. Airinei. Măsurători gravimetrice și magnetice în Balta Galațiilor (Dobrogea de nord)	51
Şt. Airinei. Mesures gravimétriques et magnétiques dans Balta Galațiilor (Dobrogea Septentrionale) (Résumé)	55
Şt. Airinei. Patterns ans Statistical Relationships concerning the Terms of the Magnetic Anomaly in the Suvcarpathians of Eastern Muntenia (Abstract)	57



	Pag.
Şt. Airinei. Imagini și relații statistice privind termenii anomaliei magnetice din Subcarpații Munteniei orientale	57
Şt. Airinei. Images et relations statistiques concernant les termes de l'anomalie magnétique dans les Subcarpates de la Valachie Orientale (Résumé)	92
C. Barbu, M. Trancă. Essays of Complex Interpretation of Geophysical Data in the Flysch of Eastern Carpathians (Moinești—Dofteana Area) (Abstract)	97
C. Barbu, M. Trancă. Încercări de interpretare complexă a datelor geofizice în Flyșul Carpaților orientali (zona Moinești—Dofteana)	97
C. Barbu, M. Trancă. Tentatives d'interprétation complexe des données géophysiques dans le Flysch des Carpates orientales (zone Moinești—Dofteana) (Résumé)	104
D. Bișir, E. Seletchi. Use of Electrometry for the Determination of Direction and Flow Velocity of Subsurface Water (Abstract)	105
D. Bișir, E. Seletchi. Folosirea electrometriei la determinarea direcției și vitezei de curgere a apei subterane	105
D. Bișir, E. Seletchi. L'emploi de l'électrométrie dans la détermination de la direction et de la vitesse d'écoulement de l'eau souterraine (Résumé) . .	111
R. Botezatu, M. Visarion, J. Andrei. Some Cases of Subsurface Gravimetric Researches carried out in Rumania (Abstract)	113
R. Botezatu, M. Visarion, J. Andrei. Cîteva cazuri de cercetări gravimétrice în subteran efectuate în Republica Socialistă Română	113
R. Botezatu, M. Visarion, J. Andrei. Recherches gravimétriques en souterrain, effectuées dans la République Socialiste de Roumanie (Résumé)	126
I. Cornea, V. Chișcan, M. Barbu. Diffracted Waves in Seismic Prospecting (Abstract)	127
I. Cornea, V. Chișcan, M. Barbu. Unde difractate în prospecțiunea seismică	127
I. Cornea, V. Chișcan, M. Barbu. Ondes diffractées dans la prospection sismique (Résumé)	144
V. Cucu, V. Chișcan. On the Experimental Spatial Seismic Dip Shooting within Zones with Complicated Tectonics and Morphology (Abstract)	145
V. Cucu, V. Chișcan. Asupra experimentării seismosondajului spațial în zone cu tectonică și morfologie complicată	145
V. Cucu, V. Chișcan. Sur l'expérimentation du sismosondage spatial dans les zones à tectonique et morphologie compliquée (Résumé)	174
R. Gaspar, I. Tomescu, I. N. Ionescu, D. Taloș, Gh. Cheșca, E. Mehmed Ali. On the Application of the Correlation Method of Refracted Waves in Rumania. (Abstract)	177
R. Gaspar, I. Tomescu, I. N. Ionescu, D. Taloș, Gh. Cheșca, E. Mehmed Ali. Considerații asupra aplicării metodei de corelare a undelor refractate în România	177
R. Gaspar, I. Tomescu, I. N. Ionescu, D. Taloș, Gh. Cheșca, E. Mehmed Ali. Considérations sur l'applicabilité de la méthode de corrélation des ondes réfractées en Roumanie (Résumé)	188
E. Gohn, E. Brătășanu. On the Possibilities of Radiometric Prospection in Hydrocarbons Accumulations (Abstract)	191
E. Gohn, E. Brătășanu. Cercetări în vederea stabilirii posibilităților de aplicare a radiometriei la prospecțiunea directă a hidrocarburilor.	191

	Pag.
E. Goh n, E. Brătășanu. Recherches pour la détermination des possibilités d'application de la radiométrie dans la prospection directe des hydrocarbures (Résumé)	196
D. Paicu, O. Dicea, V. Varodin, M. Marinescu, Contributions of the Seismic Prospection to the Explanation of Tectonical Relations between Precarpathan Depression and Foreland Units (Abstract)	197
D. Paicu, O. Dicea, V. Varodin, M. Marinescu. Unele contribuții ale prospecțiunii seismice la descifra raporturilor tectonice ale depresiunii precarpatici cu unitățile din Vorland	197
D. Paicu, O. Dicea, V. Varodin, M. Marinescu. Contributions de la prospection sismique au déchiffrement des rapports tectoniques entre la dépression précarpatique et les unités de l'avant-pays (Résumé)	203
M. Paucă. Apparatus with Transistors for the Measurement of the $\Delta V/I$ ratio when Determining the Apparent Resistivity in Direct Current (Abstract).	205
M. Paucă. Aparat de măsură cu tranzistoare – a raportului $\Delta V/I$ pentru determinarea rezistivității aparente în c.c.	205
M. Paucă. Appareil à transistors pour la mesure du rapport $\Delta V/I$ dans la détermination de la résistivité apparente en courant continu (Résumé)	210
S. Stoenescu. Gravimetric Researches in the Soroștin–Straja–Ocnișoara – Cetatea de Baltă Area (SW Tîrnave Plateau) (Abstract)	211
S. Stoenescu. Cercetări gravimétrice în regiunea Soroștin–Straja–Ocnișoara – Cetatea de Baltă (sud-vestul Podișului Tîrnavelor).	211
S. Stoenescu. Recherches gravimétriques dans la région Soroștin–Straja–Ocnișoara–Cetatea de Baltă (le Sud-Ouest du plateau des Tîrnave) (Résumé)	222
M. Visarion, A. Justin. Micromagnetic Study of the Danian Deposits from Hatzeg Basin (Abstract)	225
M. Visarion, A. Justin. Studiul micromagnetic al depozitelor daniene din bazinul Hațeg	225
M. Visarion, J. Andrei. Étude micromagnétique des dépôts daniens du Bassin de Hațeg (Résumé)	232



Institutul Geologic al României

PROSPECTIUNI GRAVIMETRICE-MAGNETOMETRICE ÎN MUNTII APUSENI, PENTRU LOCALIZAREA APARATELOR VULCANICE ȘI A ZONELOR DE HIDROTERMALIZARE ACCENTUATA¹⁾

DE

ȘT. AIRINEI

ABSTRACT

Gravimetric-Magnetometric Prospections in Apuseni Mountains for the Location both of Eruptive Bodies and of Highly Hydrothermalized Zones. The results of the gravimetric and magnetometric prospections in Apuseni Mountains (Brad—Stănița — Porcurea — Băița — Furcușoara area) for the location both of eruptive bodies and of highly hydrothermalized zones are shown. The anomalies are grouped in regional and local ones. Their geological interpretation informs us on the structure and the petrography of the basement (wherein an important banatitic body is intruded) resp. on the system of Neogene eruptive bodies. Numerous andesite necks have been pointed out, covered by lavas or sediments, as well as their highly hydrothermalized zones.

Introducere

Prospecțiunile gravimetrice-magnetometrice din Munții Metaliferi, efectuate în anul 1960, pentru localizarea aparatelor vulcanice și a zonelor de hidrotermalizare accentuată, acoperă o suprafață de circa 306 km² în perimetru: Brad—Cristior—Mihăileni—Stănița, la nord; Stănița—Valea Iepii—Porcurea, la est; Porcurea—Hîrtegani—Băița—Peștera—Furcușoara, la sud; Furcușoara—Scroafa—Luncoiu de Jos, la vest.

Au fost măsurate 3409 stații dispuse într-o rețea cu desimi de 10—15 sau 20—25 stații/km², în raport cu necesitatea detaliierii rezultatelor obținute. Măsurările au fost executate cu două gravimetre Nörgaard cu termostat și două variometre verticale (tip Fanselau și Schmidt).

¹⁾ Comunicare în ședința Institutului geologic din 24 martie 1961.



Anterior, regiunea nu a făcut decât accidental obiectul unor lucrări sporadice de magnetometrie regională [1]. În schimb, lucrările geologice din regiune sunt numeroase și mereu completate cu informații noi, provenite din cartări recente la suprafață și în subteran. Prospecțiunea noastră s-a servit exclusiv de sinteza întocmită în anul 1942 de P. T. Ghîțuleșcu și M. Socolescu [7], acceptându-se, ca ulterior, datele geofizice să fie, eventual, reinterpretate pe baza unei hărți geologice reactualizată. Din acest punct de vedere, socotim că nu este necesar să facem, în prealabil, o prezentare geologică a regiunii.

Problema principală care reține permanent atenția prospectorilor în Munții Metaliferi, este în legătură cu natura mineralizațiilor din regiune. Cercetările întreprinse pînă în prezent au stabilit că aceste mineralizații sunt de natură *hidrotermală*, rezultînd din fenomenele magmatismului terțiar [8], sau de natură *metasomatică*, în legătură cu eruptiunile banatitice [5, 8, 11] sau efuzive andezitice [8, 10]. S-a stabilit că mineralizația neogenă s-a produs între faza a treia și a patra vulcanică, înainte și după eruptiunile de tip Cetrașu, fiind legate mai ales de andezitele cuarțifere de tip Breaza-Săcărimb [8]. Zăcăminte cunoscute sunt situate în craterele eruptiunilor, în depozitele piroclastice de pe marginile craterelor și în formațiunile gazdă ale aparatelor vulcanice. Majoritatea zăcămintelor în formă de retele de filoane, au dimensiuni reduse și reprezintă o neregularitate mare relativ la forma și distribuția mineralizației. După caracteristicile de formare, aceste zăcăminte sunt de tip epitermal.

Există părere, fundamentată pe observații geologice de teren, privind posibilitatea existenței unei mineralizații în zone mai adînci, legată de eruptivul banatitic din substratul regiunii [7]. Este vorba de mineralizații de tip criptobatolic, în legătură cu diferențierile care au putut avea loc în cuptoarele sau crestele masivelor intrusive — batolitelor banatitice — care au rămas în adîncime [6].

Se consideră că mineralizațiile hypogene sunt în strînsă legătură cu tectonica regiunii, respectiv cu sistemul de fracturi direcționate SW—SE, de-a lungul principalelor direcții de cutare post-senoniene. Uneori aceste direcții sunt conjugate cu acelea ale cutărilor getice cu orientări NE—SW.

În legătură cu metalogeneza neogenă mai este de semnalat fenomenul foarte important al *metamorfismului hidrotermal*, care a afectat volume importante de roci, producînd asupra acestora schimbări esențiale în legătură cu proprietățile lor fizice și chimice. Aceste modificări constituie unul din indicii fundamentali pentru succesul prospecțiunilor geofizice folosite pentru descoperirea structurilor aurifere din astfel de regiuni.



Determinări de constante fizice pentru principalele tipuri de reci din regiune

Dată fiind diversitatea mare a rocilor din regiune, s-a apreciat ca absolut necesară — în vederea construirii hărților geofizice și interpretări rezultatelor înregistrate de ele, determinarea densității și susceptibilității magnetice pe un număr cît mai mare de eșantioane, culese cît mai uniform de pe întreaga suprafață prospectată, reprezentând toate formațiunile geologice.

La colectarea acestor eșantioane, ne-au dat concurs grupele de geologi de la I.E.P. Or. Petre Groza (de sub conducerea geologilor C. Cizer și I. Antohie), precum și geologi de la Intreprinderea Prospecțiuni a Comitetului Geologic (Venera Codarcea și Fl. Codarcea).

1. Determinări de densitate. Determinările pentru densitate (greutatea volumetrică) s-au executat, pe măsura colectării probelor, la Lab. Central Cristior al Trustului Aur-Brad (sub îngrijirea ing. T. P. Ghilescu și D. Ilieci) și la Lab. de Geotehnică a Intreprinderii Prospecțiuni din Comitetul Geologic (efectuate de Elena Lucas). Între ambele serii de determinări, după cum era și de așteptat, s-au constatat, unele deosebiri, dar care, cu excepția unor cazuri izolate, nu depășesc ordinul de mărime al erorilor instrumentale.

În tabelul 1 sint redate rezultatele obținute, sistematizate pe tipuri de roci, în cadrul schemei formulate în vederea construirii hărții anomaliei Bouguer pentru densități medii variabile.

TABELUL 1

Limitele de variație a densităților diferitelor tipuri de roci și densitățile lor medii, sistematizate în vederea întocmirii hărții anomaliei Bouguer pentru densități medii variabile.

Tipul de rocă	Nr. probelor	Limitele densității (g/cm ³)	Densitatea medie (g/cm ³)
Andezite de neck și lave	95	2,45–2,75	2,55
Andezite caolinizate	11	1,98–2,35	2,10
Conglomerate tufacee	10	1,65–2,22	2,00
Dacite	11	2,34–2,57	2,50
Melafire	9	2,35–2,56	2,40
Gresie hidrotermalizată	5	2,05–2,42	2,20
Conglomerate cu elemente eruptive	7	1,98–2,47	2,30
Gresii cretacice	35	2,25–2,88	2,50
Gresii miocene	4	2,10–2,53	2,30
	187		



În legătură cu aceste rezultate se pot face următoarele observații : (a) împărțirea valorilor densității pentru fiecare tip de rocă variază între $0,3 - 0,6 \text{ g/cm}^3$, în raport cu gradul de alterare sau nealterare a rocii ; (b) media stabilită pentru fiecare tip de rocă reprezintă valoarea majorității eșantioanelor din grup (de ex. din cele 95 eșantioane de andezite de neck și lave, 57 au densități cuprinse în intervalul $2,49 - 2,61 \text{ g/cm}^3$ etc) ; (c) se apreciază, în primă aproximație, că valorile medii determinate pentru fiecare tip de rocă, pot reprezenta o valoare medie a densității unui compartiment format din roci de același tip ; (d) contrastele de densitate între compartimente variază în limitele $0,1$ și $0,55 \text{ g/cm}^3$.

Cîteva determinări de densitate pentru probe luate din subteran, arată că variațiile stabilite la suprafață, se întîlnesc la fel de frecvent și pe verticală sau orizontală unei direcții din adîncime. Tabelul 2 redă densitatea și susceptibilitatea magnetică pentru 11 eșantioane de la sonda 4051 ISEM, sănțierul Ruda-Barza, recoltate din 50 în 50 m, între adîncimile 700 – 1100 m (puse la dispoziție de geologul C. Benone).

TABELUL 2

Greutatea volumetrică și susceptibilitatea magnetică pentru 11 eșantioane din carotele sondei 4051 ISEM Ruda Barza.

Adîncimea eșantionului (m) ¹⁾	Tipul de rocă	Greutatea volumetrică (g/cm^3) ²⁾		Susceptibilitatea magnetică de masă (10^{-6} uem CGS) ³⁾
		Cristior	București	
700	Andezit de Musariu alterat	2,53	2,69	9,75 – 12,2
750	idem	2,69	2,74	7,8 – 24,6
800	roci filoniene	2,36	2,60	1,4 – 2,8
850	andezit alterat	2,52	2,62	4,07 – 16
900	idem	2,50	2,58	7 – 23,9
925	roci filoniene	2,42	2,59	21 – 85,6
950	melafir alterat (?)	2,78	2,68	9,25 – 9,6
1 000	roci filoniene	2,46	2,65	4,8 – 33,3
1 050	melafir	2,83	2,80	212 – 404,6
1 100	melafir	2,71	—	202,8 – 216,4

¹⁾ Din motive de magazinaj, nu ne-au putut fi puse la dispoziție eșantioane pentru intervalul 0 – 650 m.

²⁾ Acestea sunt cele mai mari și sistematice diferențe între determinările de densitate făcute la Cristior și București.

³⁾ Susceptibilitatea magnetică a fost determinată pentru două probe diferite din același eșantion.



Era de așteptat o creștere a densității cu adâncimea. Rezultatele prezintă valori ce scad și cresc: densități mici pentru roca alterată și pentru roci filioniene, densități mari pentru rocile nealterate. Valorile susceptibilității magnetice urmăresc îndeaproape variațiile densității (susceptibilității mici pentru roci alterate și roci filioniene, mari pentru rocile nealterate).

Încercările de determinare indirectă a densității prin metode geofizice (au fost executate circa 80 profile Nettleton, recalculate prin metoda Jung), nu au dat rezultate concluzante, datorită variației petrografice de-a lungul aceluiași profil.

2. Determinări de susceptibilitate magnetică. Determinările de susceptibilitate magnetică au fost executate pentru aceleași eșantioane, la Lab. de Geotehnică a Intreprinderii Prospectiuni din Comitetul Geologic de către A n c a T ă n ă s e s c u, Tabelul nr. 3 reproduce rezultatele obținute, grupate pentru aceleași tipuri de roci.

TABELUL 3

Susceptibilitățile magnetice ale diferitelor tipuri principale de roci din regiune.

Tipul de rocă	Nr. probelor	Limitele suscep- tibilității mag- netice (10^6 uem CGS)	Susceptibilitatea magnetică de masă medie (10^6 uem CGS)
Andezite de neck și lave	86	246,1 – 1 734	968,2
Andezite caolinizate	43	0 – 85,8	13,1
Dacite	11	908 – 1 632	1 219,8
Melafire	9	201,1 – 1 770	767,3
Conglomerate tufacee	10	14 – 1 014	491,3
Cong. cu elemente eruptive	8	0 – 121,1	19,4
Tufuri dacitice	4	0 – 3,7	1,8
Gresii hidrotermalizate	4	2,8 – 7,4	4,5
Gresii cretacice	47	0 – 96,6	14,6
Gresii miocene	4	3,3 – 12,9	6,8
	226		

În legătură cu aceste rezultate se pot trage următoarele concluzii : (a) susceptibilitatea magnetică medie, respectiv intensitatea de magnetizare medie a rocilor eruptive din perimetru prospectat, pare să concorde cu vîrstă lor geologică, în ordinea : dacite, andezite și melafire ; (b) rocile

cu elemente eruptive (conglomerate tufacee, conglomerate cu elemente de roci eruptive, gresii grosiere cu elemente eruptive etc.) au susceptibilități magnetice remarcabile, între valorile rocilor eruptive și rocile sedimentare; (c) rocile eruptive alterate sau rocile cu elemente eruptive, inclusiv gresile hidrotermalizate, au susceptibilități magnetice foarte scăzute, uneori mai mici decât ale rocilor sedimentare înconjurătoare; (d) tufurile dacitice au susceptibilitățile magnetice cele mai reduse din regiune.

Cîteva observații în legătură cu unele elemente necesare întocmirii hărților gravimetrice

Hărțile gravimetrice au fost întocmite după sistemul standard practicat. Totuși, date fiind condițiile geomorfologice și geologice ale regiunii prospectate, atenția ne-a fost îndreptată cu deosebire asupra determinărilor reducerilor de relief topografic și asupra valorii densității admise la calcularea reducerilor de altitudine și de relief topografic.

1. *Reducerile de relief topografic.* Aceste reduceri au fost stabilite, în teren, pentru o suprafață circulară cu raza de 100 m în jurul fiecărei stații, și pe hărți topografice, la scări potrivite (1 : 20.000 sau 1 : 25.000, pentru sectoarele pînă la 5 km și 1 : 100.000, pentru sectoarele pînă la 20 km).

Valorile reale ale acestor reduceri nu se pot obține decât pe hărți topografice care reprezintă morfologia reală a terenului prospectat. Hărți aproximative conduc la rezultate aproximative, care vor introduce în calcule erori ce vor falsifica întregul complex de măsurători efectuate în teren.

Înțial, am fost dotați cu fotocopii la scara 1 : 20.000, după hărți austriace la scara 1 : 25.000. Diferențele ce apăreau între măsurătorile topografice executate de noi (cote, drumuri etc.) și cele inscrise pe aceste hărți, erau aşa de mari, încît grupuri întregi de stații erau prelucrate în condiții cu totul eronate față de morfologia reală a terenului pe care se aflau cartate. Aceste hărți au fost abandonate, iar materialul a fost prelucrat în întregime cu ajutorul hărților la scara 1 : 25.000 în proiecție Gauss-Krüger.

Mentionăm că relieful regiunii este foarte accidentat și că valorile reducerilor de relief topografice sunt apreciabile. În tabelul nr. 4 este redat statistic ordinul de mărime al reducerilor de relief, din mgal în mgal, în cele trei ipoteze admise în legătură cu densitățile folosite la întocmirea hărții anomaliei Bouguer.



TABELUL 4

Ordinul de mărime al reducerilor de relief topografic din mgal în mgal pentru stațiile rețelei gravimetrice, grupate statistic în cele trei ipoteze admise la întocmirea hărții anomaliei Bouguer.

Interval (mgal)	Densitatea admisă în calcule (g/cm³)		
	2,20	2,67	valori medii
0 — 1,00	609	431	466
1,01 — 2,00	1 493	1 297	1 395
2,01 — 3,00	890	1 018	975
3,01 — 4,00	255	404	359
4,01 — 5,00	77	125	121
5,01 — 13,00	85	132	93
	3 409	3 409	3 409

Din acest tablou se vede că circa 60% din stații au reduceri cuprinse între zero și 2 mgal. Stațiiile cu valori mai mari de 5 mgal, în procent de aproximativ 3%, sunt situate pe văile cu pereti abrupti.

În momentul înlocuirii hărților vechi cu hărțile în proiecție Gauss-Krüger, se aflau corectate 1482 stații. Corecțiile de relief topografice ale acestor stații au fost reevaluate cu hărțile noi. În tabelul nr.5 este redată o situație statistică a diferențelor stabilite între valorile reducerilor de relief determinate cu cele două serii de hărți, grupate din 0,5 și 0,5 mgal.

TABELUL 5

Situația statistică a diferențelor între valorile corecțiilor de relief topografic determinate cu hărți topografice vechi și noi, grupate din 0,5 în 0,5 mgal.

Interval (mgal)	Diferențe (+)	Diferența (-)
0 — 0,50	828	414
0,51—1,00	121	68
1,01—1,50	15	10
1,51—2,00	10	10
> 2,01	2	4
	976	506

Reiese că circa 15% din stațiiile corectate cu hărțile vechi, pot produce anomalii fictive cu intensități mai mari de 1 mgal. Dacă se ține seama că intensitatea anomaliei locale din regiunea cercetată este cuprinsă



între 1–4 mgal, atunci se poate aprecia cu ușurință cât de mult pot fi falsificate rezultatele prin utilizarea unor hărți neprecise la determinarea reducerilor de relief topografic.

2. Densitățile admise la întocmirea hărții anomaliei Bouguer. Harta anomaliei Bouguer a fost calculată pentru densitățile unice $2,20$ și $2,67 \text{ g/cm}^3$ și pentru densității medii pe compartimente cu roci de același tip.

Densitățile $2,20$ și $2,67 \text{ g/cm}^3$ corespund numai la perimetre foarte restrânse din teritoriu cercetat. Hărțile întocmite cu aceste densități conțin numeroase efecte de subcompensare sau supracompensare, care deformează sensibil imaginea repartiției maselor din subsolul regiunii.

Recalcularea hărții anomaliei Bourger pentru densități variabile s-a făcut prin intermediul unei hărți ce conține o raionare a regiunii prospectate în compartimente cu densități medii și cu izolinii de egală influență a acestor compartimente asupra reducerilor de relief topografic (pl. I). Această hartă s-a construit delimitindu-se compartimentele cu roci de același tip, respectiv cu aceeași densitate medie, considerind că planele de separare între diferitele blocuri, pînă la un plan orizontal de referință corespunzător celei mai joase cote din regiune ($+200 \text{ m}$), sunt verticale. Foarte probabil că această schematizare reprezintă numai parțial raporturile reale existente în substratul regiunii între volumele de roci cu densități medii diferite de la compartiment la compartiment. Procedeul de lucru a fost acela folosit într-o altă lucrare de-a noastră [2].

REZULTATE GEOFIZICE

A) Rezultate gravimetrice

Rezultatele gravimetrice sunt reproduse cartografic sub forma anomaliei Bouguer, calculată în trei ipoteze, potrivit densităților folosite în calcule : Harta anomaliei Bouguer pentru $\sigma = 2,20 \text{ g/cm}^3$; Harta anomaliei Bouguer pentru $\sigma = 2,67 \text{ g/cm}^3$, și Harta anomaliei Bouguer pentru densități medii variabile.

1. Harta anomaliei Bouguer pentru $\sigma = 2,20 \text{ g/cm}^3$ (pl. II). Această hartă este întocmită pentru planul de referință corespunzător nivelului Mării Negre ($h = 0 \text{ m}$).

Aspectul general al anomaliei Bouguer, este dominat de efectul a două anomalii regionale maximale, cu intensități de circa 10 mgal . Aceste anomalii ocupă arii importante, orientate axial de-a lungul următoarelor



direții : Vf. Gliganul—Vf. Barza—Vf. Duba și Vf. Oprineasa—Vf. Runculețe—Vf. Floricelii.

Aria axată pe direcția Vf. Gliganul—Vf. Barza—Vf. Duba are forma unui arc de cerc ușor asimetric, având orientarea generală W—E. Anomalia regională rămîne deschisă la ambele capete. Între Vf. Mugla și Vf. Coasta Mare intensitatea anomaliei regionale prezintă o ușoară scădere.

Aria axată pe direcția Vf. Oprinesii—Vf. Runculețe—Vf. Floricelii are orientarea NW—SE. Anomalia rămîne deschisă spre SE, între Vf. Floricelii și Măgura Poienii.

Pe aceste două arii cu efecte gravimetrice regionale, apar 50 anomalii locale maximale, cu intensități cuprinse între 1 și 4 mgal. O bună parte din aceste anomalii se suprapun pe coșuri sau stîlpi andezitici cunoscute prin lucrările miniere.

Pentru ușurință inventarierii și prezentării lor, am împărțit aceste anomalii în șapte grupe :

Grupul Oprineasa—Runculețe	6	anomalii
Grupul Bucureșci—Rovina	8	„
Grupul Barza	19	„
Grupul Vălișoara—Gliganul	5	„
Grupul Peștera—Băița—Hîrtegani	4	„
Grupul Porcurea	6	„
Grupul Valea Iepii	2	„

În cele ce urmează vom face o prezentare scurtă a fiecărui grup de anomalii :

Grupul Oprineasa—Runculețe. Acest grup se plasează în partea de NE a lucrării. Anomalile apar de-a lungul unei axe NW—SE (linia de cumpăna a apelor), între localitățile Mihăileni și Vf. Floricelii. Formațiunile geologice de la suprafață sunt constituite din depozite cretacice și iviri sporadice de roci eruptive, situate mai ales pe flancurile de NE și SW ale șirurilor de dealuri. Cele șase anomalii ale grupului au următoarele poziții geografice : o anomaliă cu apexul imediat la vest de Vf. Oprineasa, a doua la NW de Vf. Oprineasa, a treia la SE de aceleași vîrf, a patra la NW de Vf. Runculețe, a cincea imediat la SE de același vîrf și a șasea rămasă deschisă spre est, cu apexul situat la sud de Vf. Floricelii. Intensitățile acestor anomalii sunt cuprinse între 1—3 mgal. Forma lor este în general eliptică sau evasicirculară.

Grupul Bucureșci—Rovina. Anomaliiile acestui grup sunt situate de o parte și de alta a văii Cornetului, de-a lungul a trei axe aproximativ paralele și perpendicularare de direcția grupului de anomalii precedent. Direcția acestor trei axe este SW—NE. Formațiunile geologice de la suprafață sunt constituite din depozite cretace și roci andezitice. Pe zona situată la SE de malul stîng al văii Cornetului sunt situate trei anomalii (prima, din extremitatea de SW, în unghiul de confluență a văii Cornetului cu valea Bucureștilor, a doua circumscrisă Vf. Cornețel și a treia pe aria Dealului Șarului). Pe axul de pe malul drept al văii Cornetului, sunt situate alte trei anomalii (ocupă spațiul dintre compăna apelor și vale), care sunt localizate astfel : prima, în valea Bucureștilor, a doua la SE de Vf. Chilii și a treia, cea mai mare, la NE de același virf. Pe axul al treilea, paralel cu valea Crișului Alb și la est de malul său stîng, sunt situate ultimele două anomalii : prima, la SW de Vf. Chilii și a doua, la ESE de D. Poienița. Intensitățile acestor anomalii sunt cuprinse de asemenea între 1 și 3 mgal. Conturul lor este de formă circulară sau eliptică.

Grupul Barza. Direcția generală de distribuție a anomalieiilor acestui grup este W—E. Totuși, anomaliiile par să se grupeze în trei sisteme distincte, corespunzătoare la trei aparate vulcanice deosebite : sistemul din vest (la sud de Ruda Barza), sistemul central (axat pe valea Arsului) și sistemul din est (axat pe valea Gîrzii).

Sistemul din vest este compus din 7 anomalii, dispuse pe linia Dealul Fetii—Teiul : prima anomalie se află la SW de Dealul Fetii, a doua imediat la N de virful Dealul Fetii, a treia și a patra la sud și la nord de stîlpul minei Brădișor, a cincea pe stîlpul Hîrnicul, a șasea la SW de stîlpul Hîrnicul și a șaptea pe flancul de SE al stîlpului Teiul. Majoritatea acestor anomalii au formă circulară și prezintă intensități în jur de 2 mgal.

Sistemul central este tăiat de la sud spre nord de valea Arsului. Anomaliiile acestui grup par a fi grupate de-a lungul a trei axe N—S, deși, foarte probabil că sursele perturbante au legături directe, făcînd parte dintr-un sistem vulcanic unitar. Pe axa din vest apar trei anomalii : una, pe coșul vulcanic Barza, a doua, la nord de aceasta și a treia, la sud (pe flancul de est al Vf. Muncelul). Pe axa din mijloc, situată pe valea Arsului, apar două anomalii : una, în dreptul exploatarilor de la Valea Morii și a doua, mai la nord cu circa 1 km. Pe axa din est sunt înregistrate patru anomalii : anomalia din sud, în fundul văii Arsului și următoarele trei pe flancul de vest al Dealului Cireșata. Anomaliiile sunt în general circulare. Cele mai întinse sunt aceleia situate pe vulcanul Barza,



pe Dealul Muncelul și la izvoarele văii Arsului. Intensitatea anomalilor variază între 1 și 4 mgal.

Sistemul din est se compune din trei anomalii, una la vest de valea Gîrzii și a doua la est (anomalia din nord este imediat la SW de Vf. Porteiul și a doua la NW de Vf. Mugla). Forma și intensitatea acestor anomalii sunt comparabile cu forma și intensitatea anomalilor precedente.

Grupul Vălișoara—Gliganul. Acest grup se situează în partea de SW a hărții Bouguer. Anomalile sunt înșiruite de-a lungul unei direcții E—W, ce trece prin localitățile Podele și Luncușoara. Formațiunile geologice de suprafață sunt constituite din depozite neogene, cretacice, jurasice și eruptive (melafire și dacite din dealul Gliganul). Poziția geografică a anomalilor acestui grup, plecind de la est spre vest, este: prima anomaliie ocupă înălțimea dealul Muncelul Mic, a doua anomalie se află în zona satului Podele, a treia anomalie este situată la vest de localitatea Dealul Mare, a patra anomalie, rămasă deschisă spre sud-vest, se află la nord de dealul Gliganul (pe melafire) și a cincea anomalie, rămasă deschisă spre sud, prezintă valori maximale la SE de Furcușoara. Forma anomalilor este eliptică. Intensitatea lor este cuprinsă între 2—3 mgal.

Grupul Peștera—Băița—Hîrtegani. Acest grup este incomplet cercetat. Anomalile atribuite acestui grup sunt răspândite la distanțe mari una de alta: prima, la SE de Peștera (cam la jumătatea distanței între Peștera și Crăciunești), pe melafire, de circa 1 mgal, are formă circulară; a doua, la NE de Hîrtegani, pe melafire, de circa 1,5 mgal, de formă eliptică; a treia, în zona Măgurei Băii (pe roci andezitice și neogene), eliptică, cu axa mare orientată NW—SE, de circa 2 mgal; a patra, la est de precedentă, pe melafire, circulară, de circa 1 mgal.

Grupul Porcurea. Anomalile acestui grup sunt distribuite de-a lungul unei axe orientate NW—SE, între Coasta Mare și Vf. Steuinii. Geologia de suprafață este caracterizată mai ales prin prezența rocilor dacitice (Vf. Duba, Vf. Cerburea) și melafirelor (în partea de SE a lucrării). Anomalia cea mai importantă din grup se află imediat la vest de Coasta Mare și are forma unei elipse alungite, cu axa mare aproape N—S. Intensitatea acestei anomalii este de peste 4 mgal. Următoarele două anomalii se găsesc în prelungirea de SE a primei, la nord și la est de Vf. Duba; ele au forme eliptice și prezintă intensități între 2—3 mgal. A patra anomalie se află la nord de Vf. Cerburea, pe malul drept al văii Ursei; ea se situează

pe formațiuni cretacice și curgeri de dacite, are formă ușor eliptică și o intensitate de aproximativ 1,5 mgal. Următoarele două anomalii sunt în vecinătatea localității Porcurea : una, la nord și alta la est. Prima se găsește pe curgeri andezitice, la sud de Vf. Băilor ; a doua, pe melafire. Anomalia a doua pare să fie cea mai importantă. De formă alungită, cu axa mare orientată NW—SE și imediat la vest de Vf. Steiunii, această anomaliie rămâne deschisă în partea de SE. Prima anomalie are aproape 2 mgal ; a doua, peste 4 mgal.

Grupul Valea Iepii. Acest grup este compus din două anomalii situate la sud de Dealul Carelor. Ambele anomalii au forme eliptice, cu axe mari perpendiculare una pe alta (axa anomaliei din nord, care trece prin Vf. Carelor, are orientarea NE—SW ; axa anomaliei din sud este orientată NWN—SES). Prima anomalie se situează integral pe formațiuni cretacice ; a doua anomalie cuprinde formațiuni cretacice și melafire. Intensitățile acestor anomalii sunt în jur de 2 mgal.

Pe hartă sunt figurate un număr important de anomalii gravimetrice minimale, care uneori ating intensități de pînă la —5 mgal. Anomaliiile minimale pot fi urmărite, parțial, de-a lungul unor sectoare paralele conturilor celor două anomalii regionale maximale (de ex. anomalia axată pe valea Bucureștilor, anomalia pe valea Carelor, anomalia pe valea Ormindea, anomalia pe valea Dealul Mare, etc.).

Tot în legătură cu această hartă, ar mai fi de remarcat scăderea mare a cîmpului gravimetric din sectorul Brad—Zdrapți—Mihăileni—Valea Bradului, de-a lungul unui cordon de gradient foarte intens, axat pe valea Crișului Alb.

2. Harta anomaliei Bouguer pentru $\sigma = 2,67 \text{ g/cm}^3$ (pl. III). Această imagine reproduce în general aspectul înregistrat de harta precedentă, mai ales pentru partea de vest a teritoriului prospectat. Această observație se referă la aspectul anomaliei regionale : zona minimală la nord de linia Crișului Alb și anomalia maximală Barza. În restul hărții și chiar pe aria anomaliei regionale Barza, sunt înregistrate numeroase anomalii locale ca efecte ale supra și subcompensărilor introduse prin folosirea densității prea mari $\sigma = 2,67 \text{ g/cm}^3$. Majoritatea anomaliiilor locale maximale din harta anomaliei pentru $\sigma = 2,20 \text{ g/cm}^3$ apar sub formă de anomalii minime și invers. De exemplu, în harta anomaliei Bouguer pentru $\sigma = 2,20 \text{ g/cm}^3$ este înregistrată de-a lungul văii Cornetului, între București și Rovina, un întrînd minimal, care în harta anomaliei Bouguer pentru $\sigma = 2,67 \text{ g/cm}^3$ devine un maxim destul de intens, fiind flancat de două



siruri de anomalii minimale axate pe sectoarele maximale din harta precedentă. Acest fapt, pe de o parte, și stergerea unor anomalii sau deplasarea lor pe de altă parte, face ca această hartă să nu poată fi utilizată pentru urmărirea și interpretarea rezultatelor prospectiunii gravimetrice. Se deduce de aici, că pentru regiuni similare, prelucrarea datelor în această ipoteză nu este de recomandat.

3. Harta anomaliei Bouguer pentru densități medii pe compartimente (pl. IV). Această hartă prezintă aceleași caractere generale ale hărții anomaliei Bouguer pentru $\sigma = 2,20 \text{ g/cm}^3$, cu singura deosebire că anomalia maximală regională Oprineasa—Runculete—Vf. Floricelii este mai atenuată în partea ei de NW.

Anomaliiile locale, la fel de numeroase, pot fi grupate și urmărite în același mod ca și în cazul hărții Bouguer $\sigma = 2,20 \text{ g/cm}^3$. Majoritatea anomaliiilor păstrează cu destul de multă aproximație forma și intensitatea; restul sunt ușor decalate și au configurații deosebite.

Important este faptul apariției în jurul anomaliiilor maximale, din interiorul unor grupe de anomalii a unor aureole cu valori minime (grupul Barza, grupul Gîrda, grupul Porcurea, etc.). Aureolele minime, mai strâns cartate în zonele rețelei cu desime mare, par să aibă semnificații deosebit de importante, în legătură cu zonele de alterare din jurul stilpilor andezitici.

B) Rezultatele magnetice

Rezultatele măsurătorilor magnetometrice sunt prezentate sub forma hărții componentei verticale ΔZ (pl. V).

Măsurarea rețelei gravimetrice s-a făcut în paralel cu realizarea lucherărilor de recunoaștere magnetică în Munții Apuseni. Din acest motiv nu au putut fi măsurate toate profilele rețelei. Scopul acestor măsurători a fost de a pune în evidență gradul de variație al valorilor ΔZ pe diverse compartimente eruptive și sedimentare din regiune. Intervalul de valori măsurate este cuprins aproximativ între limitele -1500 și $+3500 \gamma$.

Harta componentei verticale ΔZ înregistrează un cîmp foarte linistit pe aria formațiunilor cretacice și miocene. Suprafețe calme, suficient de întinse, apar și pe aria erupțiunilor, anume, pe ariile andezitelor și melafirelor alterate.

Zonele anomale au următoarea distribuție :

Un grup de anomalii pozitive, însoțite de anomalii negative, în perimetru Cristior—Mihăileni—București;



O zonă minimală la SE de Stănița (acoperă întreaga arie cu roci andezitice) ;

O zonă anomală, cu maxime și minime, la sud de Cristior (orientată N-S) ; un grup de anomalii maximale și minimale între Brad și Luncoiu de Jos, pe curgeri de lave și tufuri andezitice și pe dacitele de la Dealul Fetii ;

Un cuplu anomal la nord de dealul Gliganul (situat pe melafire) ; anomalii maximale izolate între Dealul Mare și Peștera ;

Un grup important de anomalii maximale și minimale situat între Vf. Muncelul—Vf. Cireșata—Vf. Mugla—Hîrtegani ;

Un grup de anomalii în regiunea Vf. Duba—Vf. Cerburea—Vf. Coasta Mare, sub forma unei întinse anomalii negative, centrale, înconjurată de o aureolă de anomalii pozitive ;

Anomalii izolate între aceste grupe, de mică întindere și de slabă intensitate (de ex. două anomalii pozitive la NW și SE de Vf. Runculețe, corespunzătoare anomalilor gravimetrice ; două cupluri de anomalii la nord de localitatea Curechiu, etc.).

Anomalile magnetice trebuie privite ca ilustrând informativ distribuția cîmpului geomagnetic. Date fiind variația foarte rapidă a valorilor ΔZ , este de așteptat că, la o îndesire a rețelei, imaginile prezentate să fie mult modificate.

CORELAREA REZULTATELOR GRAVIMETRICE CU REZULTATELE MAGNETICE

Se disting două situații deosebite în legătură cu rezultatele gravimetrice și magnetice : (a) suprapunerile sau învecinări de anomalii gravimetrice și magnetice și (b) apariții izolate de anomalii gravimetrice sau magnetice.

Pentru claritatea expunerii, vor fi discutate aceste două aspecte în legătură cu fiecare grup de anomalii gravimetrice, așa cum au fost expuse anterior :

Grupul Oprineasa—Runculețe. Celor șase anomalii gravimetrice le corespund numai două anomalii magnetice. Anomalile magnetice sunt situate la NW și SE de Vf. Runculețe. Magnetic, în plus, apare zona cu valori ΔZ minime, pe flancul de NE al anomaliei gravimetrice regionale (la SE de Stănița).

Grupul București—Rrovina. Anomalilor gravimetrice din acest grup le corespund parțial anomalii magnetice și anume, anomalilor situate la



vest de valea Cornetului. Între valea Crișului Alb și valea Cornetului, apar trei anomalii maximale magnetice care înscriu o anomaliă minimală situată imediat la sud de Mihăileni. Pe două anomalii gravimetrice (anomalia din valea București și anomalia imediat la nord de aceasta, în cretacic, nu sunt măsurate variații ΔZ). Pentru anomalia gravimetrică la est de valea Cornetului sunt măsurate variații ΔZ numai în partea de sud a grupului. În plus, mai la est, o anomaliă gravimetrică minimală, este flancată de patru anomalii pozitive.

Grupul Barza. Anomalii gravimetrice din grupul Barza, le corespund numai sporadic efecte magnetice. Sunt de semnalat suprapunerile parțiale de anomalii magnetice pe anomaliiile gravimetrică din valea Arșului și pe cele trei anomalii din grupul axat pe valea Gîrzii. Magnetic, apar în plus: un grup de anomalii la sud și est de Vf. Cireșata; un grup de anomalii pozitive care înconjoară o anomaliă negativă plasată imediat la est de Vf. Mugla; un grup de două anomalii în preajma localității Sesuri; un grup important între Brad și Luncoiu de Jos.

Grupul Vălișoara-Gliganul. Anomalii gravimetrice din acest grup nu li se suprapun anomalii magnetice. Fiecare anomaliă gravimetrică este însotită, la distanțe mari, de cîte o anomaliă magnetică: la NW, de anomaliă Dealul Mare; la nord de anomaliă de pe flancul de nord de dealul Gliganului; la NE de anomaliă Podele și la NE de anomaliă Muncelul Mic. Există totuși o suprapunere: pe anomaliă gravimetrică minimală Dealul Mare, se suprapune o anomaliă magnetică pozitivă. Magnetic, apare în plus un cuplu de anomalii la sud de localitatea Scroafa.

Grupul Peștera-Băița-Hîrtegani. Anomalii gravimetrice Băița și NE Hîrtegani, le corespunde prin ușoare decalaje, cîte o anomaliă magnetică pozitivă. Anomaliei gravimetrice Măgulicea-Fata Băii îi corespunde o anomaliă magnetică negativă. În plus, magnetic apar: un cuplu între Peștera și Vălișoara; alt cuplu la nord de Băița.

Grupul Porcurea. În acest sector rețeaua gravimetrică nu a fost complet măsurată magnetic. Aria dacilor dintre vîrfurile Duba-Coasta Mare și Cerburea apare sub forma unei anomalii magnetice negative. Ea se suprapune parțial pe anomaliă gravimetrică maximală; pe jumătatea vestică a anomaliei gravimetrice se suprapune o anomaliă magnetică pozitivă. De altfel, anomaliă magnetică negativă este flancată în partea estică de alte trei anomalii pozitive, dintre care cea mai nordică se află

în centrul zonei gravimetrice minime la SE de Curechiu. Mai este semnalat suprapunerea dintre anomalia gravimetrică maximală și anomalia magnetică pozitivă la nord de Porcurea.

Grupul Valea Iepii. Anomaliiile gravimetrice din acest grup nu le corespund anomaliei magnetice.

CÎMPURILE MINIERE ȘI REPARTIȚIA ANOMALIILOR GRAVIMETRICE

În cele ce urmează vom relata, pe scurt, repartitia anomaliiilor gravimetrice locale situate pe aria sau în vecinătatea cîmpurilor miniere din perimetru prospectat :

Cîmpul minier Barza. În acest cîmp, cel mai important din Munții Metaliferi, exploatările au atins adîncimea absolută de +175 m. Minele principale sunt : Barza, Valea Morii, Brădișor, Musariul Vechi și Nou, Dealul Fetii. Mineralizări se cunosc în valea Gîrzii și dealul Mugla. Pe suprafața acestui cîmp apar anomaliiile gravimetrice locale cele mai numeroase. Ele sunt grupate în trei zone, sugerînd ideia existenței a trei aparate vulcanice complexe : grupul din vest, între Dealul Fetii și Barza ; grupul din mijloc, între Barza—Muncelul—Cireșata și grupul din est, situat de o parte și de alta a văii Gîrzii. Dintre acestea, grupul Barza apare ca cel mai interesant, atât în harta anomaliei Bouguer pentru $\sigma = 2,20 \text{ g/cm}^3$, cît, mai ales, în harta anomaliei Bouguer pentru densități variabile.

Cîmpul minier Măgura Băii—Ciinel. Acest cîmp este exploatat prin mine mici, pentru Au și Ag. Explorările ajung aici adîncimea absolută de +192 m. În hărțile anomaliei Bouguer pentru $\sigma = 2,20 \text{ g/cm}^3$ și pentru densități medii, apare o anomaliă gravimetrică maximală între Măgura Băii și Măgulicea, orientată NNW—SSE. În harta anomaliei Bouguer pentru densități medii această anomaliă apare aureolată cu valori minime în partea de N și de W. În plus, în această hartă apare o anomaliă maximală cu două apexe, situată la NW de Ciinel.

Cîmpul minei Crăciunesti. În acest cîmp exploatările au atins adîncimea absolută de +37 m. Exploatările sunt plasate în jurul unui neck de riolit. Prospectiunile noastre nu au cuprins în întregime acest cîmp minier. Ele au pus însă în evidență o anomaliă pozitivă la SW de Vf. Feredeului.

Cîmpul minier Bucureșci—Rovina. Exploatările pentru aur nativ se execută prin lucrări mici, puțin adînci. Cartările geologice de suprafață



au pus în evidență numeroase zone de alterație în cuprinsul curgeilor eruptive sau în rocile sedimentare. Prospecțiunile gravimetrice au localizat opt anomalii maximale și aureole minime, situate de o parte și de alta a văii Cornetului. Parțial, aceste anomalii pot fi corelate cu anomalii magnetice.

Cîmpul minier Porcurea. În acest cîmp, exploatarele se fac pentru volburi aurifere. Prospecțiunile gravimetrice au pus în evidență șase anomalii maximale, dintre care trei par a fi de importanță deosebită, în jurul lor fiind prezente zonele de alterație cele mai intense : anomalia la vest de Coasta Mare, anomalia la nord de Porcurea și anomalia la vest de Vf. Steuinii (situată pe mafatre).

Cîmpul minier Valea Tisei. Aici au loc exploatari mici, spre suprafață, pentru filoane mici de Au. Acest cîmp se află situat pe limita de NE a lucrării, situîndu-se pe aria anomaliei gravimetrice regionale Opri-neasa—Runculete.

Cîmpul minier Stănija—Muncăceasca. În acest cîmp sunt exploatari puțin importante, pentru filoane mici de Au și telururi. Cîmpul se află de asemenea pe limita de NE a perimetrlui prospectat.

Independent de aceste cîmpuri miniere, prospecțiunea gravimetrică a pus în evidență alte două grupe de anomalii (a) Oprineasa—Runculete și (b) Muncelul Mic—Dealul Mare—Gliganul. Primele sunt pe aria sedimentelor cretacice din jumătatea de NE a lucrării, iar secundele sunt situate pe terenuri sedimentare neogene sau jurasice și erupțiuni diabazice, din partea de SW a perimetrlui prospectat. Pe ambele zone sunt cartate sectoare cu alterări hidrotermale, în general situate în apropierea sau în ariile circumscrise de aceste anomalii (a se vedea harta geologică, scara 1 : 75.000, de T. P. Ghițulescu și M. Socolescu).

INTERPRETAREA GEOLOGICĂ A REZULTATELOR GEOFIZICE

Pentru interpretarea rezultatelor gravimetrice vor fi considerate harta anomaliei Bouguer pentru $\sigma = 2,20 \text{ g/cm}^3$ și harta anomaliei Bouguer pentru densități medii. Din aceste hărți, se desprind, după cum am arătat, două feluri de anomalii : regionale și locale.

Anomalii regionale. Dintre acestea s-au separat două anomalii maxime și o anomalie minimală.



Anomalia minimală, aflată în partea de NW a luerării, de peste 10 mgal, este limitată de un sector de gradient intens de-a lungul văii Crișului Alb. Ea corespunde părții terminale de SE a depresiunii neogene Beiuș-Brad. Sectorul de gradient orizontal indică planele după care s-a scufundat compartimentul de fundament al acestei depresiuni.

Anomalile maximale sunt interpretate ca reprezentând efectul unor corpuri de mase geologice dense și adânci. Din cele trei prelucrări ale hărții anomaliei Bouguer se poate constata că forma și intensitatea anomaliei regionale Barza rămân neschimbate (coresponde unui corp dens adânc), în timp ce anomalia Oprineasa-Runculețe se atenuiază sensibil în partea ei de NW, prin eliminarea efectului de relief (coresponde unui corp dens înrădăcinat spre SE).

Suprafața anomaliei regionale Barza, considerată numai între Vf. Mugla și Vf. Gliganul, este de aproximativ 150 kmp. Dacă se consideră profilul Tărățel–Ormindea (cuprins între izogamele de aceleași valori, de 75 mgal pentru harta anomaliei Bouguer $\sigma = 2,20 \text{ g/cm}^3$ și 25 mgal pentru harta anomaliei Bouguer pentru densități medii), adâncimea la creasta corpului perturbat se estimează a fi de circa 1,8 km și de aproximativ 2,2 km pînă în centrul său de greutate. Pentru calcule, corpul perturbat s-a asimilat cu un cilindru orizontal infinit, cu valori pentru contrastul de densitate între el și mediul înconjurător cuprinse între 0,1 și 0,5 g/cm^3 . Efectul anomaliei locale Barza a fost îndepărtat din calcule. Dimensiunile și intensitatea anomaliei gravimetrice pot conduce la interpretarea că masa perturbantă este un eruptiv de adâncime (în concepția T. P. Ghîțulescu), foarte probabil de tip batolitic [7], care ia contact cu suprafața prin intermediul a numeroase coșuri și stilpi vulcanici.

Schematic, imaginea structurală a rocilor din fundumentul regiunii sugerată de hărțile gravimetrice prezентate este: un compartiment căzut (partea terminală a depresiunii Beiuș–Brad) delimitat aproximativ de valea Crișului Alb; un corp dens constituit probabil din roci banatitice, în secțiune sub forma unui arc de cerc, extins de la vest spre est între Vf. Gliganul – Vf. Barza – Vf. Mugla – Vf. Coasta Mare – Vf. Steuinii; al doilea corp dens, orientat NW–SE pe direcția Vf. Oprineasa – Vf. Runculețe – Vf. Floricelii, cu înrădăcinare spre SE; o direcție de erupțiuni neogene, București–Rovina, perpendiculară pe direcția Vf. Oprineasa – Vf. Runculețe (axată pe valea Cornetului). Această schemă contravine într-o oarecare măsură imaginii structurale înregistrată de harta geologică T. P. Ghîțulescu și M. Socolescu.

Anomalii locale. Din analiza densităților medii ale tipurilor de roci caracteristice din regiune (vezi tabelul 1), se poate prevedea existența următoarelor situații pentru contrastele de densitate, respectiv contraste de masă, între rocile andezitice și rocile înconjurătoare lor :

Roci andezitice nealterate în contrast pozitiv cu roci înconjurătoare nealterate (sedimente neogene, lave, pirolastite, etc.) ;

Roci andezitice nealterate în contrast pozitiv cu roci înconjurătoare alterate (melafire, gresii, etc.) ;

Roci andezitice alterate în contrast negativ cu roci înconjurătoare nealterate (melafire, gresii cretacice, etc.) ;

Roci andezitice nealterate fără contrast cu rocile înconjurătoare nealterate (melafire, gresii, etc.) ;

Roci andezitice nealterate fără contrast cu roci înconjurătoare alterate (melafire alterate, gresii alterate hidratermal, etc.).

O bună parte din anomalii locale maximale corespunde la coșuri sau stîlpi vulcanici cunoscuți prin observații directe de suprafață sau prin lucrări miniere. Aceste anomalii sunt produse de contrastul de densitate, respectiv de masă, dintre rocile andezitice nealterate ale aparatelor vulcanice și rocile înconjurătoare mai puțin dense (de ex. anomalii care corespund coșurilor Barza, Hîrnicul, Dealul Fetii, Brădișor, etc.). Interpretăm, prin analogie, că și restul anomalilor maximale locale pot fi efectul unor cauze similare, rămase ascunse sub depozitele sedimentare (cretacice sau neogene), a curgerilor de lave andezitice sau dacitice sau a lavelor diabazice din fundalul regiunii.

Pot exista posibilități cînd lipsind un contrast de densitate, respectiv un contrast de masă, între volumul rocii eruptive și rocile gazdă, măsurătorile gravimetrice să nu înregistreze anomalii (cazul coșului dacitic Ciresata, care străbate lave andezitice, ambele cu densități sensibil egale, etc) sau roca eruptivă fiind puternic alterată prin hidrotermalizare să prezinte efecte de minim gravimetric în raport cu rocile gazde nealterate (cazul stîlpului Musariu etc.).

În harta anomaliei Bouguer pentru $\sigma = 2,20 \text{ g/cm}^3$ stîlpul Musariu apare de abia schițat printr-o tendință maximală. În harta anomaliei Bouguer pentru densități medii acest stîlp este conturat sub forma unei anomalii minime, de formă eliptică, cu axa mare orientată SW—NE, fiind înconjurată la vest, sud și est de un sector pozitiv. Masa andezitică a stîlpului Musariu este alterată aproape complet; acest stîlp străbate melafire pe care le alterează apreciabil la contact (după T. P. Ghîțulea, 1968, rocile complexului melafiric la Musariu Vechi sunt deslocuite pe o grosime de 700 m de către stîlpul andezitic respectiv, care hidro-

termalizează și favorizează găzduirea mineralizației aurifere în rocile diabazice alterate).

Forajul de referință 4051 ISEM, amplasat în jumătatea nordică a stâlpului Musariu Nou, aflat în timpul prospecțiunii noastre în sapă la adîncimea de 1300 m, a străbătut andezite alterate cu filoane mineralizate, o alternanță sub formă de îndințări de diabaze și andezite, și prin diabazele fundamentalului (ultimile cîteva sute de metri). Scopul acestui foraj este de a contribui la cunoașterea structurilor adînci din Munții Metaliferi, în ipoteza că la o adîncime ce nu va depăși 1800 m (adîncimea propusă pentru forare), se va putea întîlni corpul batolitic din substratul regiunii (T. P. Ghîuleșeu). Această posibilitate ar putea aduce contribuționi importante asupra mineralizării din Munții Metaliferi în legătură cu ipoteza diferențierilor care au putut avea loc în cupolele sau crestele masivelor intrusive rămase în adîncime (mineralizații de tip criptobatolitic) [6]. Din imaginea gravimetrică a stâlpului Musariu, reiese posibilitatea înrădăcinării acestuia în direcția NE. În legătură cu aceasta mai este de semnalat sectorul minimal de la sud de sectorul maximal care înconjoară anomalia centrală Musariu.

Efecte gravimetrice minimale apar și în jurul altor anomalii gravimetrice pozitive (a se vedea pl. IV). Aceste efecte sunt înregistrate fie în jurul unui sistem întreg de anomalii maximale (cum ar fi sectorul minimal care înconjoară grupul anomal Barza—Muncelul—Cireșata), fie în jurul unor anomalii locale (cum ar fi cazul anomaliei Musariu, anomaliei Valea Morii, etc.). Efectele minimale au putut fi prinse în zonele în care rețeaua gravimetrică are desimea cea mai mare. Ele apar ca urmare a unor contraste de masă între corpi geologici denși și zone înconjurate mai puțin dense. Zonele mai puțin dense pot fi create din învelișul hidrotermalizat al rocii eruptive și din rocile de contact afectate de acest proces post-vulcanic.

Anomaliiile gravimetrice locale apar repartizate sub două aspecte: grupate, sugerînd consanguinitatea surselor perturbante și izolate sau aparent izolate.

Anomaliiile grupate, cum ar fi de ex. acelea din sectorul Dealul Fetii—Hîrnicul—Musariu; Barza—Muncelul—Cireșata; valea Gîrzii; valea Cornetului (între Bucureșci și Rovina), etc indică aparate vulcanice complexe, formate din mai multe coșuri sau stîlpi alimentate de un rezervor comun.

Anomaliiile izolate sau aparent izolate marchează fie linii de erupțiuni (grupul Oprineasa—Runculești; Muncelul Mic—Gliganul, etc), fie arii în care s-au succedat diferite faze de veniri neogene (zona Duba-



Cerburea—Coasta Mare; etc). În legătură cu aceste anomalii, trebuie să menționăm posibilitatea modificării unor imagini cartografice locale, pentru o rețea cu puncte de observație mai deasă.

Majoritatea anomalilor izolate sau aparent izolate apar ca efecte a unor corperi dense ascunse sub formațiuni acoperitoare (grupul de anomalii Oprineasa—Runculete; grupul Muncelul Mic—Gliganul; etc). Pentru o bună parte rocile acoperitoare prezintă zone de hidrotermalizări (a se vedea harta geologică T. P. Ghîtulescu și M. Socoleșcu) [8], indicând apropierea de suprafață a corpurilor eruptive. Anomaliiile Muncelul Mic, vest de Dealul Mare, Podele, SW de Vf. Feredeului sunt plasate deasupra sau în imediata vecinătate a calcarelor jurasice. Aceste anomalii, respectiv sursele lor perturbante, pot fi verificate și în ipoteza unor mineralizații prin hidrometamorfism neogen [10].

Deși harta componentei verticale ΔZ are un caracter cu totul informativ, analizarea în paralel a anomalilor gravimetrice și magnetice, pune în evidență trei situații distințe: (a) anomalii magnetice care se suprapun pe anomalii gravimetrice; (b) anomalii gravimetrice pentru care nu sunt măsurate anomalii magnetice; (c) anomalii magnetice care nu corespund la efecte gravimetrice anomale. Aceste situații au fost prinse și discutate cu ocazia lucrărilor anterioare din Munții Apuseni¹⁾. Ceea ce trebuie să se rețină este faptul că și pentru zona prospectată de noi, rocile eruptive alterate sunt sensibil inactiv magnetice; că unii stilpi sau coșuri andezitice incomplet alterate pot apărea magnetic sub formă de anomalii locale; că rocile mai noi (dacitele) prezintă cele mai mari variații ale intensității de magnetizare.

În rezumat, scopul economic care a impus executarea acestei lucrări constă din două obiective: (a) localizarea aparatelor vulcanice și (b) localizarea zonelor de hidrotermalizare accentuată. În general, prospecțiunea și-a atins ținta propusă. Astfel, s-a pus în evidență existența unor corperi dense, din substratul adinc al regiunii, pe care sunt plantate coșurile sau stilpi vulcanici cunoscuți sau necunoscuți. O bună parte din anomalii locale pot reprezenta coșuri sau stilpi necunoscuți anterior. De asemenea, zonele de hidrotermalizare accentuată par să fie reproduse de efectele minime inscrise în harta anomaliei Bouguer pentru densități medii. Aceste zone minime cer un control foarte atent, atât în ceea ce

¹⁾ D. Romanescu. Raport asupra prospecțiunilor magnetometrice din regiunea Baia de Arieș—Zlatna—Muntele Mare (1959). Arh. Com. Geol. București.

Stelian Dumitru, Constatin Calotă. Raport preliminar asupra prospecțiunilor gravimetrice din regiunea Munții Metaliferi de Sud — Culoarul Mureșului — Breaza (Zlatna). 1959. Arh. Com. Geol. București.

privește un studiu mai de detaliu pentru densitățile rocilor de suprafață și din subteran (probe culese de-a lungul unor galerii care străbat astfel de zone), cît și prin o recartare microgravimetrică a lor. S-a propus o prospectare microgravimetrică și micromagnetică a două zone minimale caracteristice (stâlpul Musariu, în care există un efect negativ gravimetric înconjurat de efecte pozitive și stâlpul Valea Morii, în care, invers, un efect pozitiv gravimetric este înconjurat de efecte negative). Stabilirea certă a acestor raporturi gravimetrice de-abia schițate pentru volumele cu hidrotermalizări accentuate din aceste zone, deschide prospecțiunilor gravimetrice și magnetometrice perspective deosebit de importante în vederea delimitării zonelor mineralizate în condițiile geologice ale Munților Metaliferi.

CONCLUZII

1. Măsurătorile gravimetrice au pus în evidență un număr important de anomalii regionale și locale :

a) Anomaliiile regionale reflectă structura de adîncime a teritoriului prospectat, astfel :

Un compartiment căzut, reprezentat prin anomalia minimală situată la NW de valea Crișului Alb, ce corespunde capătului de SE a depresiunii Beiuș—Brad.

Un corp dens, de mare adîncime, ilustrat de anomalia maximală, în formă de arc, desfășurată de la vest spre est între Vf. Gliganul — Vf. Barza — Vf. Mugla — Vf. Coasta Mare — Vf. Steunii ;

Un corp dens, reprezentat printr-o anomalie maximală rămasă deschisă în partea ei de SE, de orientare NW—SE, desfășurat pe direcția Vf. Oprineasa — Vf. Runculești — Vf. Floricelii ;

Un sector de eruptions direcționat SW—NE, marcat prin trei șiruri de anomalii maximale cuprinse între București și Rovina, perpendicular pe direcția Vf. Oprineasa—Vf. Runculești.

b) Anomaliiile locale (în număr de 50), cu intensități cuprinse între 1 și 4 mgal, dintre care o bună parte sunt plasate pe coșuri sau stâlpi andezitici cunoscuți prin cartări și lucrări miniere. Anomaliiile locale apar :

G r u p a t e , reprezentând imaginea unor aparate vulcanice complexe, cum ar fi grupul de anomalii Dealul Fetii—Hîrnicul—Musariu ; Barza—Muncelul—Cireșata ; etc ;

I z o l a t e sau aparent izolate, care indică fie linii de eruptions (grupul Oprineasa—Runculești ; grupul Muncelul Mic—Gliganul ; etc) fie



arii de eruptiuni neogene succesive (zona Duba—Cerburea—Coasta Mare; etc).

2. Majoritatea anomalilor locale apar pe aria diferitelor cîmpuri miniere din regiune; un număr important dintre aceste anomalii nu corespund la un coș vulcanic sau la un stîlp, ajunse la suprafață; aceste anomalii reprezintă, prin analogie, efectul unor corpuri eruptive rămase ascunse sub roci sedimentare, curgeri de lave sau pături de tufuri.

3. Raporturile de masă dintre andezite (în legătură cu care sunt urmărite structurile aurifere) și diversele tipuri de roci din subsolul prospectat, se pot prezenta în mai multe feluri:

Roci andezitice Nealterate, în contrast pozitiv cu roci înconjurătoare Nealterate;

Roci andezitice Nealterate în contrast pozitiv cu roci înconjurătoare Alterate;

Roci andezitice Alterate în contrast negativ cu roci înconjurătoare Nealterate;

Roci andezitice Alterate fără contrast cu rocile înconjurătoare Nealterate;

Roci andezitice Alterate fără contrast cu roci înconjurătoare Alterate.

4. S-a stabilit prin determinări de laborator că andezitele sau rocile sedimentare hidrotermalizate sunt mai puțin dense și au susceptibilități magnetice mai mici decît rocile corespunzătoare Nealterate.

5. Măsurătorile magnetometrice, deși au un caracter informativ, redau următoarele situații prin corelare cu rezultatele gravimetriche:

Anomalii magnetice care se suprapun pe anomalii gravimetricice;

Anomalii magnetice care nu au corespondent gravimetric sub formă de anomalii;

Calm magnetic pe zonele cu roci eruptive alterate, chiar dacă în cuprinsul acestora apar anomalii gravimetricice maximale.

BIBLIOGRAFIE

1. Airinei Șt. Ridicări magnetice regionale în Transilvania (Munții Perșani și regiunea Sibiu—Blaj—Hunedoara—Hațeg). *D. S. Com. Geol.*, vol. XLII (1954—1955), p. 135—148. București, 1959.
2. Airinei Șt. Imagini gravimetriche și geomagnetice din regiunea de curbură, pentru Carpații Orientali și Țara Birsei. *Acad. R. P. R., Studii și cercetări de geologie*, t. IV, nr. 1, p. 127—162. București, 1959.



3. Airinei Șt. Gavrilescu Beatrice, Căruțașu O. Lucrări de recunoaștere magnetică în Munții Apuseni. Acad. R.P.R., *Probleme de Geofizică*, vol. II, p. 199. București, 1963,
4. Bleahu M., Dumitrescu R. Kratkii oțerk geologii zapadnih gor (A brief account on geology of the Western Mountains), *Sovetskaiia Geologia*, nr. 5, p. 25–44. Moscova, 1959.
5. Dimitrescu R. Magmatism, tectonică și metalogeneză în Carpații Românești, *Revista Minelor*, An. X, nr. 3, p. 87–91. București, 1959.
6. Gițulescu T. P., Distribution de la minéralisation dans les gisements d'âge tertiaire de Transylvanie. *Bul. Soc. Rom. Geol.*, t. 2, p. 56–97. București 1934.
7. Gițulescu T. P., Socolescu M. Relation entre la tectonique et la métallogénèse dans le quadrilatère aurifère des Monts Apuseni (Roumanie). *Congr. Inter. des Mines*, etc. VII, *Sect. Géol. Appl.*, 1935, p. 21–29. Paris, 1936.
8. Gițulescu T. P., Socolescu M. Étude géologique et minière des Monts Metalifères. *Ann. Inst. Géol. Roum.*, vol. XXI, p. 181–464. București, 1942.
9. Ilie M. Munții Apuseni. Ed. Științifică. București, 1958.
10. Lupea N. Noi ipoteze de lucru în cercetarea geologică pentru unirea în patrulaterul aurifer. *Revista Minelor*, An. XI, nr. 4, p. 162–165. București, 1960.
11. Papiu C. V., Cercetări geologice în Masivul Drocea (Munții Apuseni), Acad. R.P.R., *Buletin Științific, Secțiunea de științe biologice, geologice și geografice*, t. V, nr. 1. București, 1953.

PROSPECTIONS GRAVIMÉTRIQUES-MAGNÉTOMÉTRIQUES
DANS LES MONTS APUSENI, POUR LA LOCALISATION DES
APPAREILS VOLCANIQUES ET DES ZONES À
HYDROTHERMALISATION ACCENTUÉE

PAR

ȘT. AIRINEI

(Résumé)

L'auteur présente les résultats des prospections gravimétriques et magnétométriques dans les Monts Métallifères (périmètre Brad—Stănița—Valea Iepii—Porcurea—Băița—Furcușoara—Luncoiu de Jos—Brad, d'environ 306 km²), effectuées afin de localiser des appareils volcaniques et des zones à hydrothermalisation accentuée.

Ont été mesurées 3409 stations gravimétriques dans un réseau à 10—15 stations/km² et 20—25 stations/km².

La grande diversité des roches éruptives et sédimentaires a imposé de nombreuses déterminations de leur densité et susceptibilité (tab. 1,



2 et 3). À l'aide des densités moyennes a été dressée une carte de l'anomalie Bouguer pour les densités variables par compartiments (pl. IV). Les rapports de masse entre les andésites et les divers types de roches du sous-sol levé accusent plusieurs aspects : (a) roches andésitiques non-altérées en contraste positif avec les roches encaissantes non-altérées ; (b) roches andésitiques non-altérées en contraste positif avec les roches encaissantes altérées ; (c) roches andésitiques altérées en contraste négatif avec les roches encaissantes altérées ; (e) roches andésitiques non-altérées sans contraste avec les roches encaissantes non-altérées.

Les déterminations au laboratoire ont montré que les andésites ou les roches sédimentaires hydrothermalisées sont moins denses et moins susceptibles du p.d.v. magnétique que les roches correspondantes non-altérées. Le contraste de densité entre ces deux états physiques des roches est de $0,3 - 0,4 \text{ g/cm}^3$. Il en résulte que les roches altérées doivent apparaître sous forme d'anomalies gravimétriques minimales. De pareilles situations sont figurées sur la carte Bouguer des densités moyennes, pour les régions où le réseau des points d'observation est dense (e.g. le neck Musariu apparaît sous la forme d'une anomalie minimale ; de même les zones encaissantes de quelques anomalies positives du groupe Barza ou Gîrda etc.).

Les résultats de la prospection géophysique sont représentés sur trois Cartes Bouguer (l'anomalie est calculée pour une densité moyenne $2,20 \text{ g/cm}^3$, une autre de $2,67 \text{ g/cm}^3$ et des densités moyennes variables par compartiments — pl. II, III et IV) et sur la carte de la composante verticale ΔZ (pl. V).

Les mesures gravimétriques ont mis en évidence un nombre important d'anomalies régionales et locales. Les anomalies régionales reflètent la structure de profondeur du territoire levé, tandis que les anomalies locales correspondent à des cheminées et des necks volcaniques levés à la surface ou cachés sous des dépôts sédimentaires, des coulées de laves etc.

En tant qu'anomalies régionales nous avons enregistré deux maxima et un minimum. L'anomalie minimale, partiellement levée, occupe la partie NW du périmètre. Sa limite est située dans la vallée du Crișul Alb et apparaît sous la forme d'un cordon d'isogals qui marque le plan de rupture et d'effondrement du soubassement (extrémité SE de la Dépression Beiuș—Brad). Les anomalies maximales (sommets : Streunii, Coasta Mare, Mugla, Barza, Gliganul, Oprineasa, Runculețe, Floricelii) correspondent, très probablement, à des corps denses de banatites.

Les anomalies locales (ont été levées 50 anomalies locales) à intensité entre 1 et 4 mgal apparaissent groupées représentant l'image de quelques

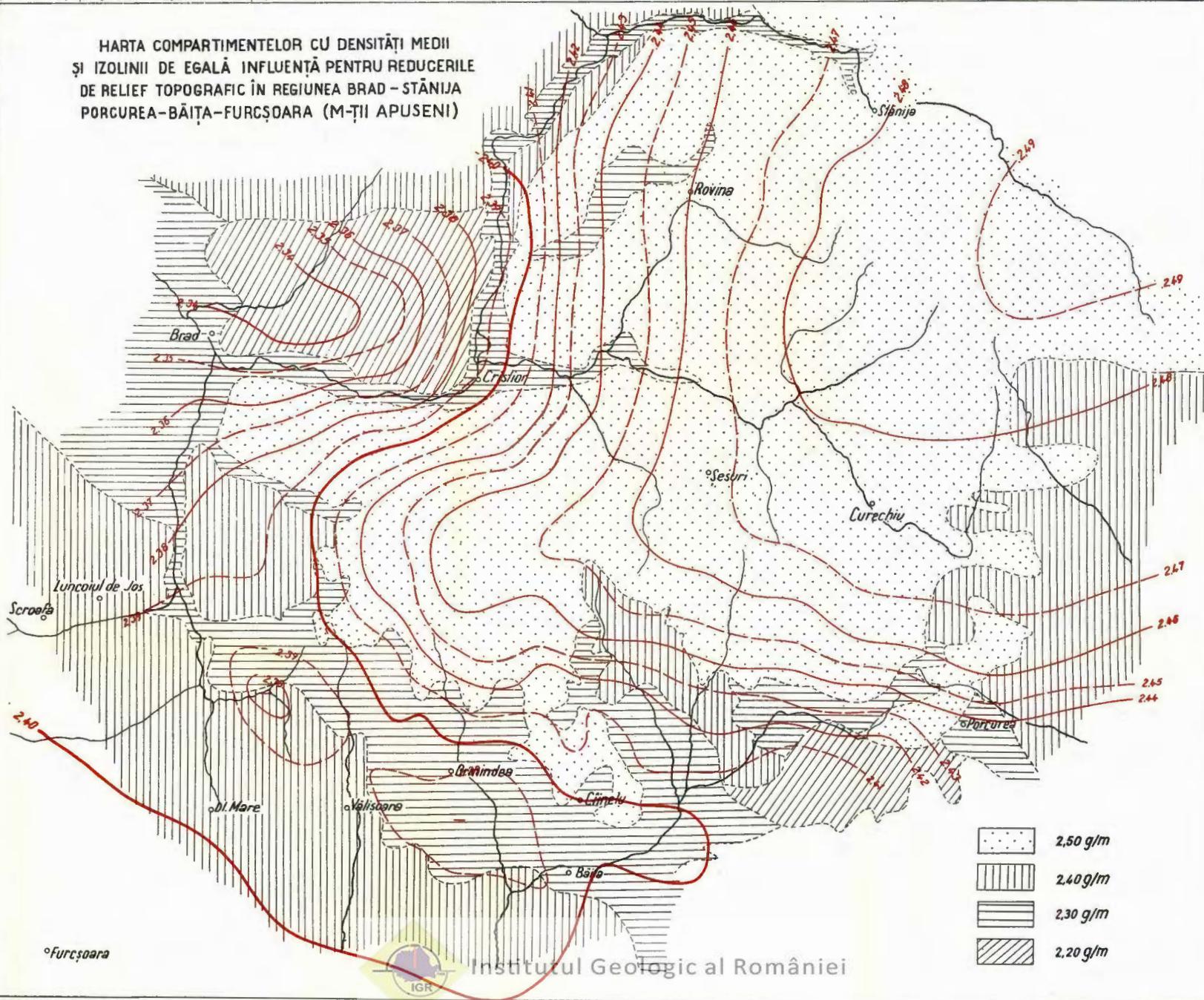


appareils volcaniques complexes (tel le groupe d'anomalies Dealul Fetii—Hîrnicul—Musariu ; Barza—Muncelul—Cireșata etc.), isolées ou apparemment isolées, indiquant soit des lignes d'éruptions (groupe Oprineasa—Runculețe ; groupe Muncelul Mic—Gliganul etc.) soit des aires d'éruptions néogènes successives (zone Duba—Cerburea—Coasta Mare etc.). La majorité des anomalies locales apparaissent dans les divers champs miniers de la région et correspondent à des cheminées volcaniques bien connues par les travaux de surface et les travaux miniers. Beaucoup d'anomalies ne sauraient correspondre à des cheminées ou necks volcaniques, perçant à la surface. Par analogie, leurs causes perturbatrices pourraient être des cheminées et des necks volcaniques cachés sous les sédiments ou les coulées volcaniques.

Les mesures magnétométriques — accusant seulement un caractère informatif — avec les résultats gravimétriques donnent l'image suivante : des anomalies magnétiques superposées aux anomalies gravimétriques ; des anomalies magnétiques qui ne correspondent pas à des anomalies gravimétriques et un calme magnétique dans les zones à roches éruptives altérées, même si dans leur cadre apparaissent des anomalies gravimétriques maximales.



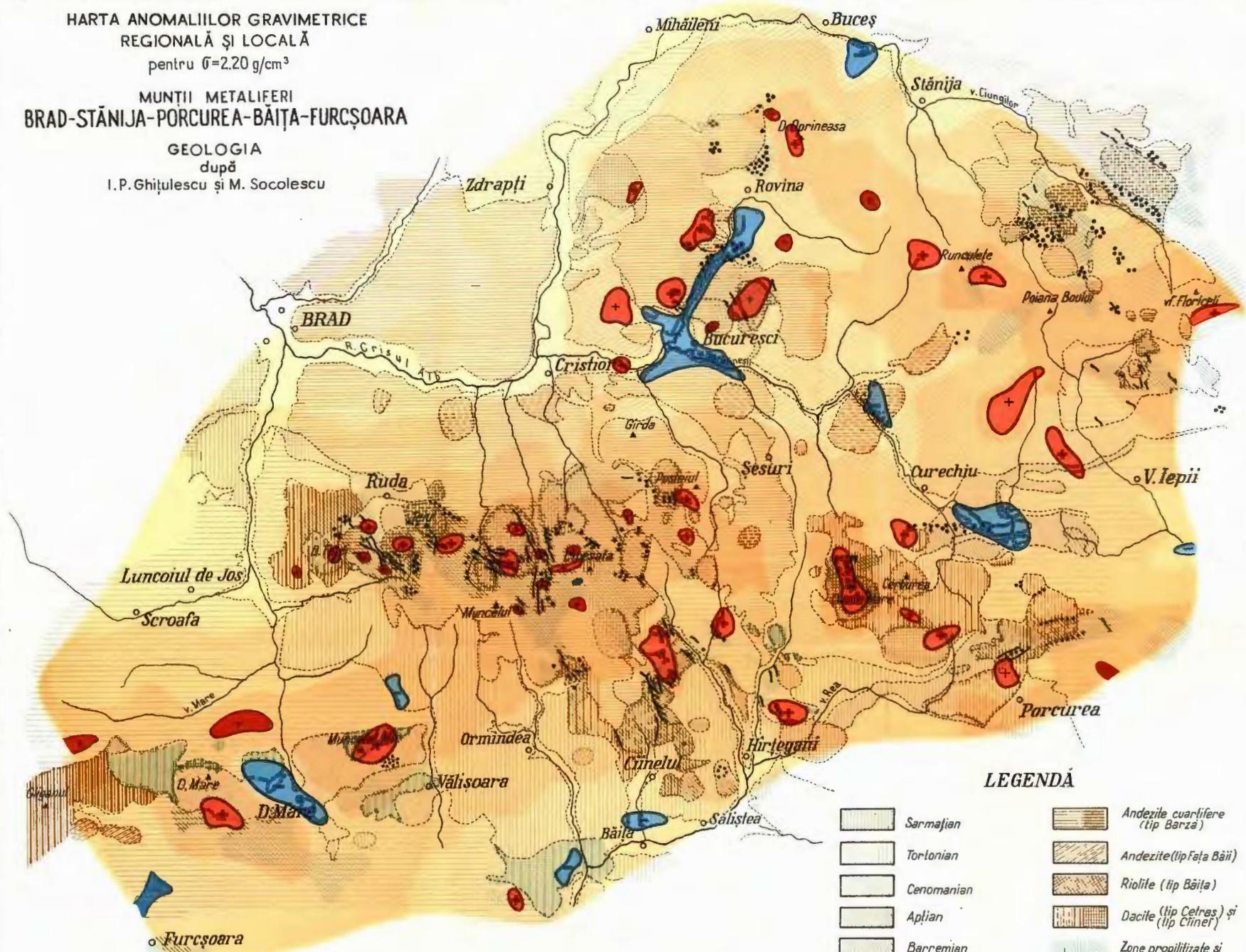
**HARTA COMPARTIMENTELOR CU DENSITĂȚI MEDII
ȘI IZOLINI DE EGALĂ INFLUENȚĂ PENTRU REDUCERILE
DE RELIEF TOPOGRAFIC ÎN REGIUNEA BRAD – STANIJA
PORCUREA-BĂIȚA-FURCȘOARA (M-ȚII APUSENI)**



**HARTA ANOMALIILOR GRAVIMETRICE
REGIONALĂ ȘI LOCALĂ**
pentru $\delta=2.20 \text{ g/cm}^3$

**MUNTII METALIFERI
BRAD-STĂNIJA-PORCUREA-BĂIȚA-FURCȘOARA**

GEOLOGIA
după
I.P. Ghițulescu și M. Socolescu



LEGENDĂ

Sarmatian	Andezite cuarțifere (tip Barză)
Tortonian	Andezite (tip Fața Băii)
Cenomanian	Riolite (tip Băila)
Aptian	Dacite (tip Cetras) și (tip Cineleu)
Barremian	Zone propilizate și caolinizate
Jurasic	Lăcâmnări și impregnații de Au, Ag, (Cu, Zn, Pb)
	Anomalie locală de maximum
	Anomalie locală de minimum

Morfologia anomaliei regionale cu tentă la 5 mgal

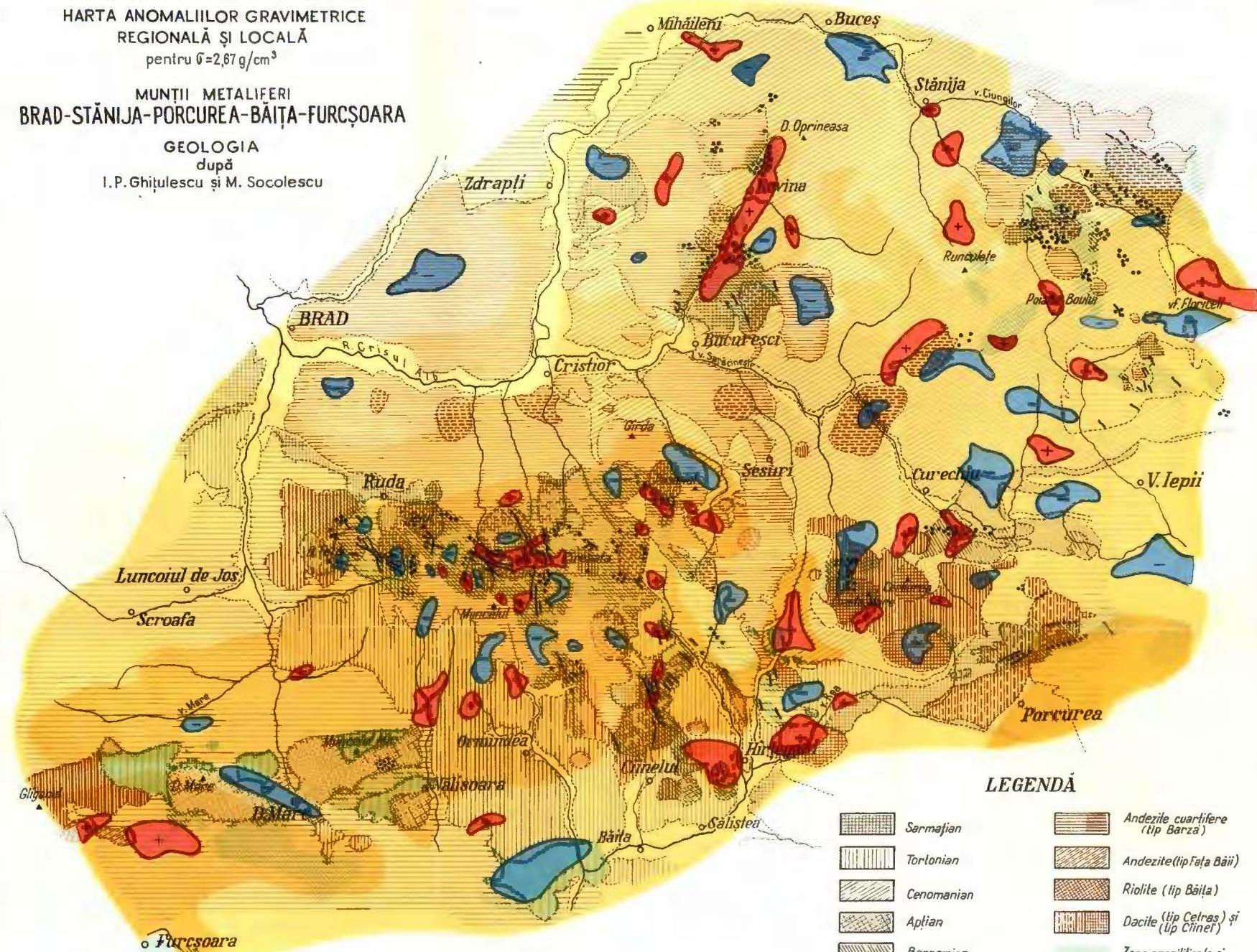
Sc. 1:75.000

750 0 750 1500 2250 3000 m.

**HARTA ANOMALIILOR GRAVIMETRICE
REGIONALĂ ȘI LOCALĂ**
pentru $\rho = 2,67 \text{ g/cm}^3$

**MUNȚII METALIFERI
BRAD-STĂNIJA-PORCUREA-BĂIȚA-FURCȘOARA**

GEOLOGIA
după
I.P. Ghițulescu și M. Socolescu



LEGENDĂ

Sarmatian	Andezite cuartifere (tip Barză)
Tortonian	Andezite (tip Fața Băiță)
Cenomanian	Riolite (tip Băiță)
Aptian	Dacile (tip Cetres) și (tip Cinei)
Barremian	Zone propilizate și caolilitizate
Jurasic	Zăcămintele și impregnațiile de Au, Ag, (Cu, Zn, Pb)
Complex de Melafire (porfiri, diabaze, gabrouri etc.)	Anomaliile locale de maxim
Anomaliile locale de minim	Anomaliile locale de minim

Sc. 1:75.000
750 0 750 1500 2250 3000 m.

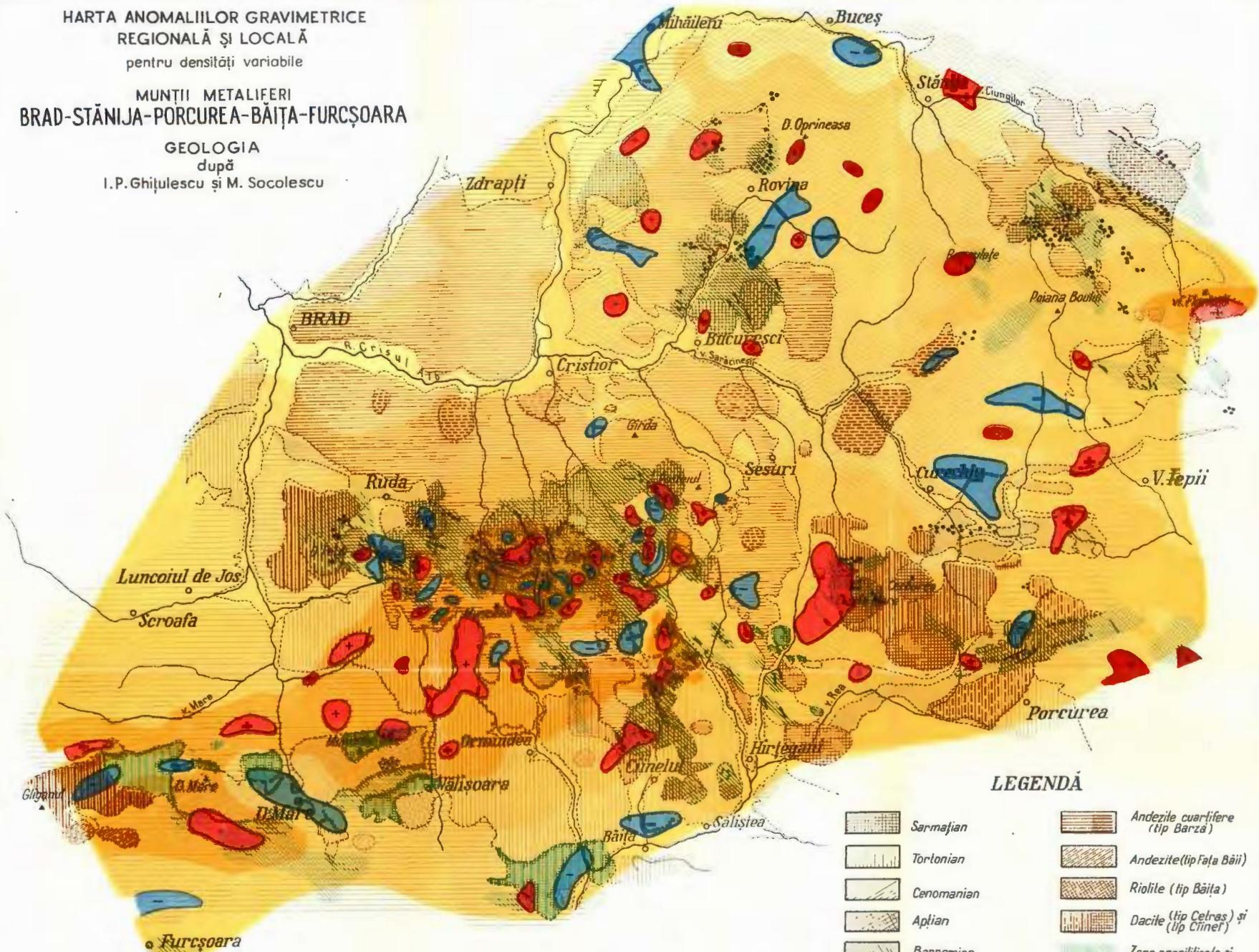


Institutul Geologic al României

**HARTA ANOMALIILOR GRAVIMETRICE
REGIONALĂ ȘI LOCALĂ**
pentru densități variabile

**MUNȚII METALIFERI
BRAD-STĂNIJA-PORCUREA-BĂIȚA-FURCȘOARA**

GEOLOGIA
după
I.P. Ghiuleșcu și M. Socolescu



LEGENDĂ

	Sarmatian		Andezile cuarțifere (tip Bărza)
	Tortonian		Andezite (tip Fața Băii)
	Cenomanian		Riolite (tip Băița)
	Aptian		Dacile (tip Celras) și (tip Cîinel)
	Barremian		Zonă propensă și caolilitizată Zăcămintele și impregnațiile de Au, Ag, (Cu, Zn, Pb)
	Jurasic		Anomaliile locale de maximum
	Complex de Melafire (porfire, diabaze, gabrouri etc.)		Anomaliile locale de minimum

Sc.1:75.000
750 0 750 1500 2250 3000 m.

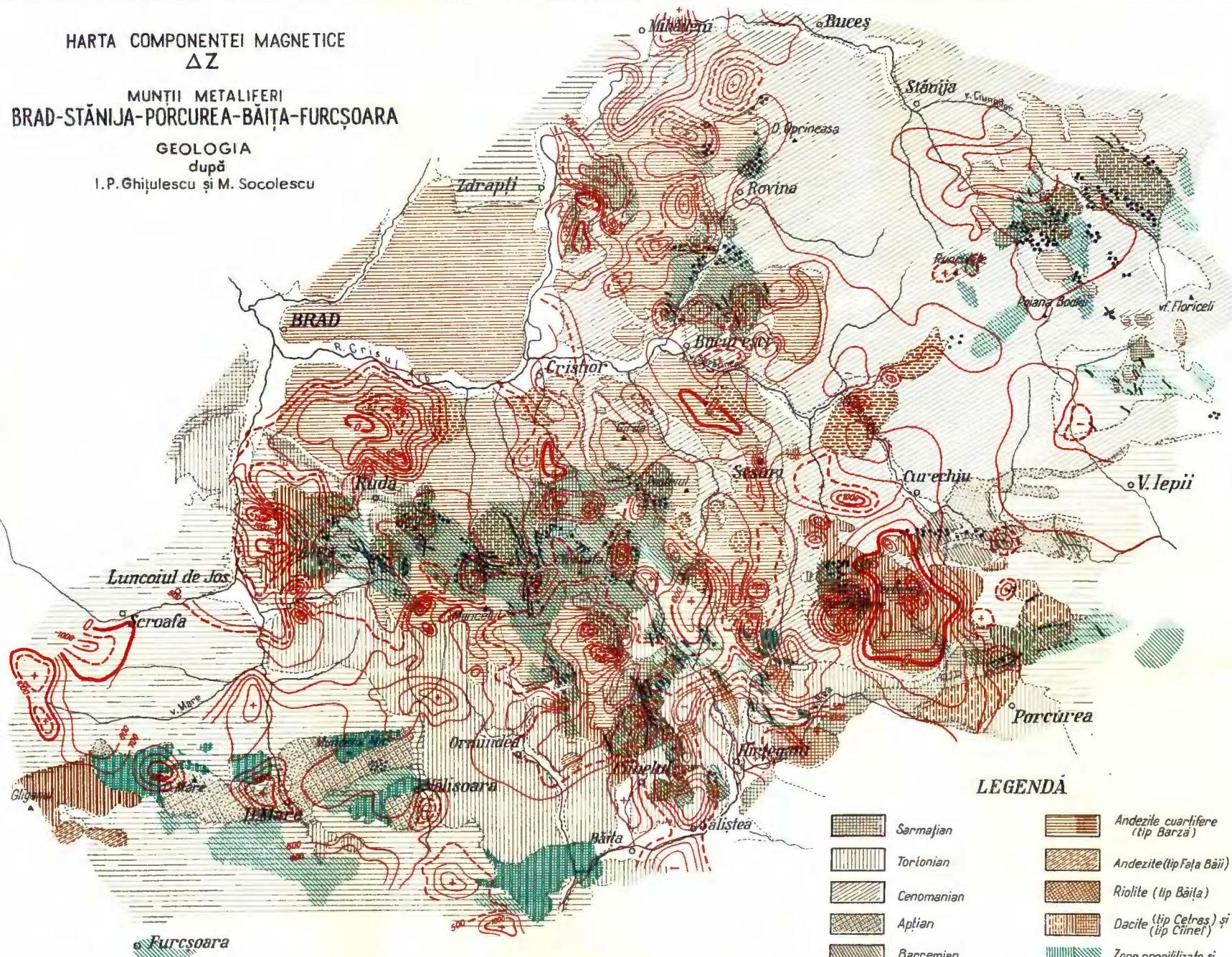


Institutul Geologic al României

HARTA COMPONENTEI MAGNETICE
 ΔZ
MUNTII METALIFERI
BRAD-STĂNIJA-PORCUREA-BĂITA-FURCȘOARA

GEOLOGIA

după
I.P. Ghitulescu și M. Socolescu



Sc. 1:75,000



Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

LEGENDA

- | | | | |
|---------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------|
|  | Sarmatian |  | Andezite quartifere
(tip Barză) |
|  | Tortonian |  | Andezite (tip Fața Băii) |
|  | Cenomanian |  | Riolite (tip Băila) |
|  | Aptian |  | Dacite (tip Cetras) și
(tip Ciinești) |
|  | Barremian |  | Zone propilizate și
caolihilizate |
|  | Jurasic |  | Zăcăminte și impregnații
de Au, Ag, Cu, Zn, Pb) |
|  | Complex de Melafire
(porfire, diabaze, gabrouri etc.) | | |

HARTA ANOMALIEI MAGNETICE ΔZ A MOLDOVEI

DE

ȘT. AIRINEI, M. BOISNARD, R. BOTEZATU, LIA GEORGESCU, P. SUCIU, M. VISARION

ABSTRACT

Map of the Magnetic Anomaly ΔZ of Moldavia. The author presents the map of the ΔZ magnetic anomaly of Moldavia, compiled with the aid of the vertical magnetic component (ΔZ) reduced by the normal geomagnetic field. The morphology and the preferential orientation of isanomalic lines allowed the separation of five regional magnetic anomalies which reflect basement areas of various petrographical composition. These anomalies are correlated to similar anomalies of Dobrogea. The local magnetic anomalies are interpreted as effects of intrusive bodies located all along crustal dislocations.

Modul de întocmire a hărții anomaliei magnetice ΔZ a Moldovei

Teritoriul Moldovei a fost acoperit în perioada 1950—1961 cu o rețea de măsurători magnetice regionale (Şt. Airinei, 1950—1952; R. Botezatu, 1952; P. Suciu, 1954—1961; M. Boisnard, 1954—1956; Lia Georgescu, 1959—1961), peste care, în zona subcarpatică, s-au suprapus rețele de detaliu (Şt. Airinei, 1952 și M. Visarion, 1959—1961)¹). Teritoriul prospectat este cuprins între valea Prutului la est și Carpații orientali la vest. Pe suprafața sa, de aproximativ 47.000 km², au fost măsurate circa 25.000 stații cu variometrul vertical în rețea regională și 17.000 stații în rețea de detaliu (pe o suprafață de circa 3700 km²). Asamblarea datelor de teren și corectarea hărții componentei verticale ΔZ de cîmpul geomagnetic normal, s-a făcut de către unul dintre autori (Şt. Airinei), cu ocazia studiului

¹) Materialul de teren, numai parțial prelucrat și publicat [1, 2, 8, 24], se află sub formă de rapoarte (texte și hărți primare), în Arhiva Comitetului Geologic, București.

structurii geologice profunde a teritoriului României pe baza datelor actuale gravimetrice și magnetice [11].

Harta anomaliei magnetice ΔZ , rezultată din reducerea hărții măsurate ΔZ – prin transcalcularea valorilor ΔZ în valori Z , pentru epoca 1950,0 și scăderea stație cu stație a cîmpului geomagnetic nominal (Z_N), determinat pentru aceeași epocă [9] – are caracteristica unei anomalii totale cu valori absolute. Metodica de lucru adoptată, pentru asigurarea unei continuități în interpretare, a fost cea expusă într-o lucrare anterioară [2].

Morfologia anomaliei magnetice ΔZ a Moldovei

Imaginea cartografică a anomaliei magnetice ΔZ a Moldovei este reprodusă în pl. I, la scara 1 : 1.000.000. Scara hărții nu a permis figurarea anomalialor strict locale, cu întinderi și intensități mici, cauzate de obiective geologice situate în cuvertura sedimentară, cum ar fi de ex. cele produse de masele de sare din formațiile neogene ale Subcarpaților [5, 25]. În general, harta anomaliei magnetice ΔZ , astfel întocmită, reflectă ansamblul petrografic al fundamentului cristalin, sub forma anomalialor magnetice regionale și al distribuției maselor intrusive, conturate prin anomalii magnetice locale.

Anomalialile magnetice regionale. Anomalialile magnetice regionale corespund la arii de fundament de compoziții petrografice diferite, respectiv cu proprietăți magnetice distințe. Cu alte cuvinte, anomalialile magnetice regionale conduc la compartimente de fundament care, magnetic, sunt caracterizate prin intensități medii de fond (variabile de la un compartiment la altul), prin orientarea preferențială a izoanomalelor, prin aspectul morfologic al anomaliei ΔZ etc. O legătură directă între compartimentele geologice caracterizate petrografic și anomalialile ΔZ regionale caracterizate magnetic, a fost stabilită în Dobrogea. Mai mult, continuarea anomalialor ΔZ regionale de pe teritoriul dobrogean în Cîmpia Română și sudul Moldovei, a fost interpretată ca rezultat al prelungirii compartimentelor geologice corespunzătoare spre vest și nord, peste Dunăre, unde, în prezent, se găsesc acoperite cu sedimente mai tinere [2]. Interpretarea anomalialor gravimetrice din această regiune, a condus la un rezultat asemănător [7].

În Moldova se disting cinci anomalii magnetice regionale (a se vedea și fig. 2).

a) Anomalia din partea de NE, delimitată spre vest de izoanomala de zero gamma, mai largă în nord și cu o extindere pe o fâșie din ce în ce



mai îngustă spre sud, de-a lungul Prutului, are o intensitate medie negativă de aproximativ -150γ . Anomaliile magnetice locale (maximale și minime), înregistrate pe aria sa, se înscriu pe orientări W-E în nord, SE-NW în partea mediană și SW-NE în sud.

b) Anomalia dintre văile Prutului și Siretului, la nord de limita Bacău-Bîrlad, conturată parțial de izanomala de 100γ , are intensitatea

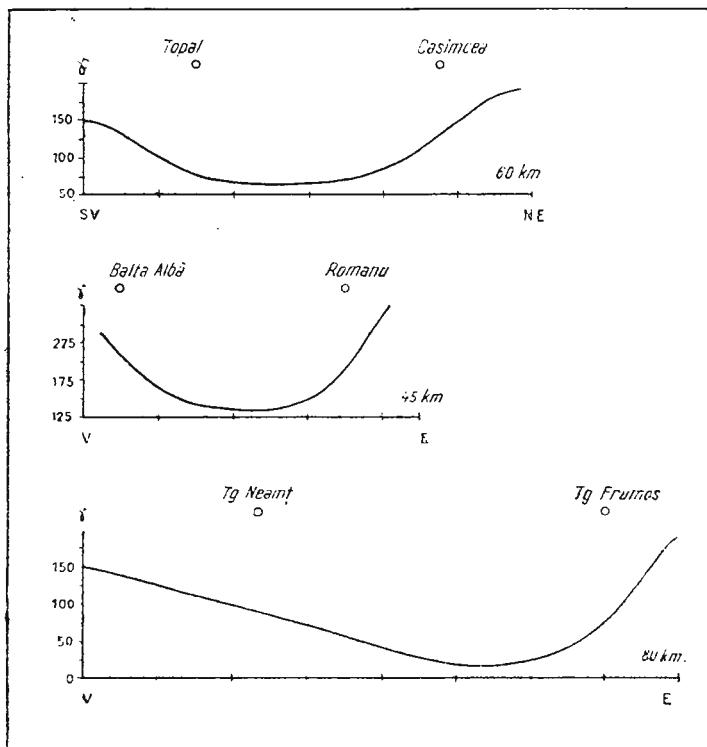


Fig. 1.—Profile magnetice transversale anomalieei magnetice regionale situată, în vest de valea Siretului, și în Dobrogea centrală, pe aria Șisturilor verzi.

medie de aproximativ $+150 \gamma$. Anomaliile magnetice locale, intense și alungite, sunt dispuse de-a lungul unor axe de simetrie orientate SSE – NNW în partea de nord și SW-NE în partea de sud.

c) Anomalia din Moldova de Sud, delimitată de izanomala de 200γ , are intensitatea medie de aproximativ $+250 \gamma$. Anomaliile magnetice

locale sunt intense, alungite și dispuse pe direcții în prelungirea axelor de simetrie ale anomalilor locale din compartimentul munților Măcinului din Dobrogea de Nord. Orientarea generală a anomaliei regionale, inclusiv a anomalilor locale, este SE—NW.

d) Anomalia situată la vest de valea Siretului, cu o intensitate medie de aproximativ +100 γ, se distinge, în comparație cu anomalile regionale din est și vest, prin lipsa aproape totală a anomalilor magnetice locale. Aspectul său general este asemănător anomaliei regionale corespunzătoare compartimentului șisturilor verzi din Dobrogea centrală, apărind, de alt-minteri, ca o continuare a acestuia în direcția NW, prin fața flișului cretacic al Carpaților orientali. În fig. 1 sunt reproduse trei profile transversale caracteristice pentru această anomaliă regională : primul, în Dobrogea (între localitățile Topalu și Casimcea), al doilea, la limita de NE a Cîmpiei române (între Balta Albă și Romanu) și al treilea, în Moldova de Nord (între orașele Tg. Neamț și Tg. Frumos). Profilele lasă să se vadă atât variația lățimii cât și variația intensității anomaliei regionale de la sector la sector. Anomaliiile locale (dispuse la NE de Buhuși, la N de Pașcani și la NE de Suceava) sunt de intensitate mică și au orientări paralele cu direcția anomaliei regionale, SE—NW.

e) Anomalia regională din vest, numai parțial cartată — la nord, între granița de stat și valea Bistriței, pe aria flișului cretacic, iar la sud, în partea de NE a Cîmpiei române, regiunea orașului Rîmnicul Sărat — are intensitatea medie de aproximativ +150 γ. Caracteristica acestei anomalii regionale este dată de anomaliiile locale largi, alungite și de intensitate mică, pe care le cuprinde mai ales ramura sa sudică, din partea de nord a Munteniei și Olteniei [11]. Anomaliiile locale situate pe ramura din Moldova, între Cîmpulung Modovenesc și Bicaz, sunt axate pe direcția SE—NW, conform cu direcția generală a anomaliei regionale.

Anomaliiile magnetice locale. Anomaliiile magnetice locale par să corespundă în marea lor majoritate, la volume de roci eruptive cantonate de regulă în fundamentul cristalin al teritoriului cercetat. Această interpretare este justificată atât de prelungirea în fundamentul Moldovei, a cauzelor geologice ale anomalilor magnetice locale din Dobrogea de Nord, formate integral din roci eruptive, cât și de punerea în evidență, prin foraje, a rocilor granitice din substratul anomalilor magnetice explorate (anomaliiile de la Todireni și de la Botoșani-Vînători). Prezența oxizilor de fier, în particular a magnetitei (Fe_3O_4), ca mineral accesoriu în masa rocilor eruptive [1] și studiile de susceptibilitate magnetică efec-



tuate pentru coloana stratigrafică a sondelor de la Todireni), stabilesc, indirect, o limită de contrast categoric pentru intensitatea de magnetizare între roca eruptivă de pe o parte, și rocile sedimentare și metamorfice pe de altă parte.

Studiul de detaliu asupra morfologiei anomaliei locale, a condus la precizarea unor caracteristice geometrice de ansamblu privind cauzele geologice perturbante, din care s-a putut desprinde, cu aproximativitate, succesiunea evenimentelor legate de evoluția structurală a regiunii [11]. Au fost stabilite trei direcții principale de-a lungul căror se găsesc grupate și orientate șiruri de anomalii locale : W—E, SW—NE și SE—NW. Direcțiile W—E și SW—NE, situate mai ales în partea de est a Moldovei, țin de cauze geologice vechi, legate de compozitia petrografică a Platformei ruse : direcția SE—NW, caracteristică pentru întreg teritoriul cercetat, aparține etapelor structurale mai noi (de la erele tectonice precambriene pînă la era prealpină), marcând distribuția maselor eruptive în fundamentul regiunii de epiplatformă.

Pentru a face prezentarea cît mai clară, vom descrie anomalii e magnetice locale în limitele anomaliei regionale, deși grupele de anomalii locale — considerate ca aparținînd la cauze geologice de același tip — au o răspindire geografică pe una sau mai multe anomalii regionale.

a) Anomalile locale din partea de NE a Moldovei formează grupe care se orientează pe cele trei direcții principale : în nord, anomaliiile minimale Darabani—Miorcani, cu intensități măsurate pînă la -450γ , sunt axate W—E ; în partea mediană, anomaliiile maximale Movila Ruptă—Drăgușenii de Sus (cu intensități măsurate între 50 și 250γ) și anomaliiile minimale Ostropeni—Vlăsinești (cu valori pînă la -150γ) au orientare generală SE—NW ; în sud, între paralele Iași și Bîrlad, alternanța de anomalii maximale Mușata—Stâlinești (cu valori de peste $+275 \gamma$), nord Huși (cu valori în jur de 200γ) și anomalii minimale est Iași, Huși și est Mușata (cu valori pînă la -200γ) sunt dispuse pe direcții aproape paralele SW—NE.

b) Anomalile locale de pe cuprinsul anomaliei regionale dintre Prut și Siret, numeroase și intense, sunt grupate pe orientări SSE—NNW și SW—NE. Primul grup este constituit în majoritate din anomalii maximale dispuse de-a lungul a trei axe aproape paralele : Vînători—Cuza Vodă, Todireni—Movileni și Șatrăreni—Dobrovăț, considerate de la vest spre est. Anomaliiile, în general de forma unor elipse alungite, au intensități ce

¹⁾ A. I. Costă-Foru, Notă asupra măsurătorilor de susceptibilitate magnetică efectuate la probe de rocă extrase din sonda 3601/A Todireni (manuscris).

depășesc în unele cazuri 1000 γ. Grupul al doilea este format din trei benzi de anomalii locale, una maximală, cu axa ce trece prin orașul Vaslui (cu valori ΔZ de peste +250 γ), flancată la nord și la sud de anomalii minime.

c) Anomalii locale din Moldova de Sud sunt distribuite pe trei benzi, două cu anomalii maximale, separate de a treia cu valori minime. Benzile cu valori maximale Chișcani—Pechea—Adjud, din SW și Galați—Vlădești—Pogonești, din NE, reprezintă prelungirea în Moldova de Sud a sirurilor de anomalii Altîn Tepe—Pecineaga și Megina—Pricopan—Bugeac din Dobrogea de Nord [1, 2.] Forma anomaliielor maximale este a unor elipse alungite, asemănătoare anomaliielor dintre Prut și Siret. Intensitatea lor este cuprinsă între 300 și 750 γ.

d) Anomalii locale situate pe cuprinsul anomaliei regionale la vest de valea Siretelui, au o dispoziție întâmplătoare. Sunt de remarcat trei anomalii maximale, situate la NE de Suceava, cu intensități măsurate de peste 100 γ, la NW de Hîrlău, cu valori de peste 50 γ și la NE de Buhuși (cu valori în jur de 150 γ). Anomaliiile au formă alungită. Orientarea lor este conformă cu orientarea anomaliei regionale, SE—NW.

e) Anomalii locale cartate pe aria anomaliei regionale din partea de W și de SW a teritoriului cercetat, sunt largi, alungite și de intensitate mică. Menționăm anomaliiile maximale situate între Cîmpulung Moldovenesc și Bicaz, cu intensități în jur de 200 γ și anomalia Rîmnicul Sărat, rămasă deschisă spre S și SW, cu valori măsurate pe această porțiune, pînă la +350 γ. Această anomalie reprezintă limita nord-estică a anomaliei Ciliibia¹⁾, situată în partea de NE a Cîmpiei române, anomalie care se prelungeste mult în vest, în zona colinară a Munteniei orientale, pînă în valea Prahovei [4].

Contribuții aduse de harta anomaliei magnetice ΔZ la descifrarea funda- mentului Moldovei

Studiile geologice de ansamblu [6, 10, 12, 14, 16, 18, 19] sau cele care interpretează elementele geologice din foraje [13, 15, 20], conduc, în Moldova, la imaginea unui fundament care aparține la două regiuni tectonice distincte: regiunea de platformă și regiunea de cutare alpino-carpatică. În regiunea de platformă, forajele de mare adîncime au permis separarea a trei zone de fundament: zona Silurianului și Precambrianului

¹⁾ H. Seblatning. Progres Raport nr. 7 on Magnetometer Survey in Roumania (November 1937 — December 1938), Arhiva Comitetului Geologic, București.



a sectorului podolic al Platformei ruse (în partea de NE), zona rocilor cristaline de tip dobrogean (în partea de sud) și zona paleozoică adâncă a „Depresiunii predobrogene”. Fundamentul regiunii de cutare alpino-carpatică suportă depozitele zonei flișului și zonei neogene a Carpaților orientali. Acest fundament este de natură platformică și se află scufundat treptat de la est spre vest.

Lucrările de geofizică aplicată au contribuit, la rîndul lor, într-o măsură importantă la descifrarea și evoluția ideilor privind structura fundamentului Moldovei. Prelungirea formațiilor geologice nord dobrogene în Moldova de Sud, intuită și exprimată în scheme ipotetice încă de primii geologi români, a fost confirmată de lucrările de magnetometrie și gravimetrie, care au stabilit, pentru teritoriul situat la nord și vest de Dunăre, limita ariei hercinice și liniile structurale importante care o afectează [1, 2, 7]. Realizarea, în continuare, a prospecțiunilor geofizice au adus, rînd pe rînd, informații din ce în ce mai bogate privind natura petrografică și structura fundamentului Moldovei și zonelor imediat învecinate. Rezultatele au fost numai parțial publicate [3, 5, 8, 24, 25]. Unele dintre aceste rezultate publicate, sau altele cuprinse în lucrări de sinteză, au făcut obiectul unor considerații generale în cadrul concepției tectonice a lui H. Stille [17] sau au servit specialiștilor sovietici la trasarea unor linii structurale importante privind sectorul podolic din partea de SW a Platformei ruse [22, 23].

Harta anomaliei magnetice ΔZ a Moldovei a fost utilizată cu succes la studiul structurii geologice profunde a teritoriului României, fundamentat pe datele gravimetrice și magnetice [11]. Anomaliiile magnetice regionale au permis zonarea fundamentului Moldovei în compartimente cu roci de constituții petrografice diferite (fig. 2). Liniile de separare între compartimente au semnificația limitelor geologice. Dacă se ține seama de morfologia anomaliielor magnetice cartate la exteriorul granițelor de est și de nord a Moldovei [21, 23], se poate constata că aceste compartimente de fondament se prelungesc cu aceleași caracteristici la nord și la est, pe teritoriul U.R.S.S.

Distribuția geografică a sectoarelor majore ale fundamentului ținutului din fața Carpaților a sugerat imaginea evoluției lui tectonice, în cadrul succesiunii erelor de orogeneză din Precambrian pînă în Mezozoic [11]. În Moldova se distinge fundamentul arhaic al Platformei ruse (I) și fundamentele baikalian (II), eventual caledonian (II') și hercnic (III), provenite din depozitele geosinclinalelor baikalian, eventual caledonian și hercnic, care par să fi funcționat, cu evoluție de la SW spre NE, între soiurile rus și moecic. Rezultă că fundamentul platformic al Moldovei,

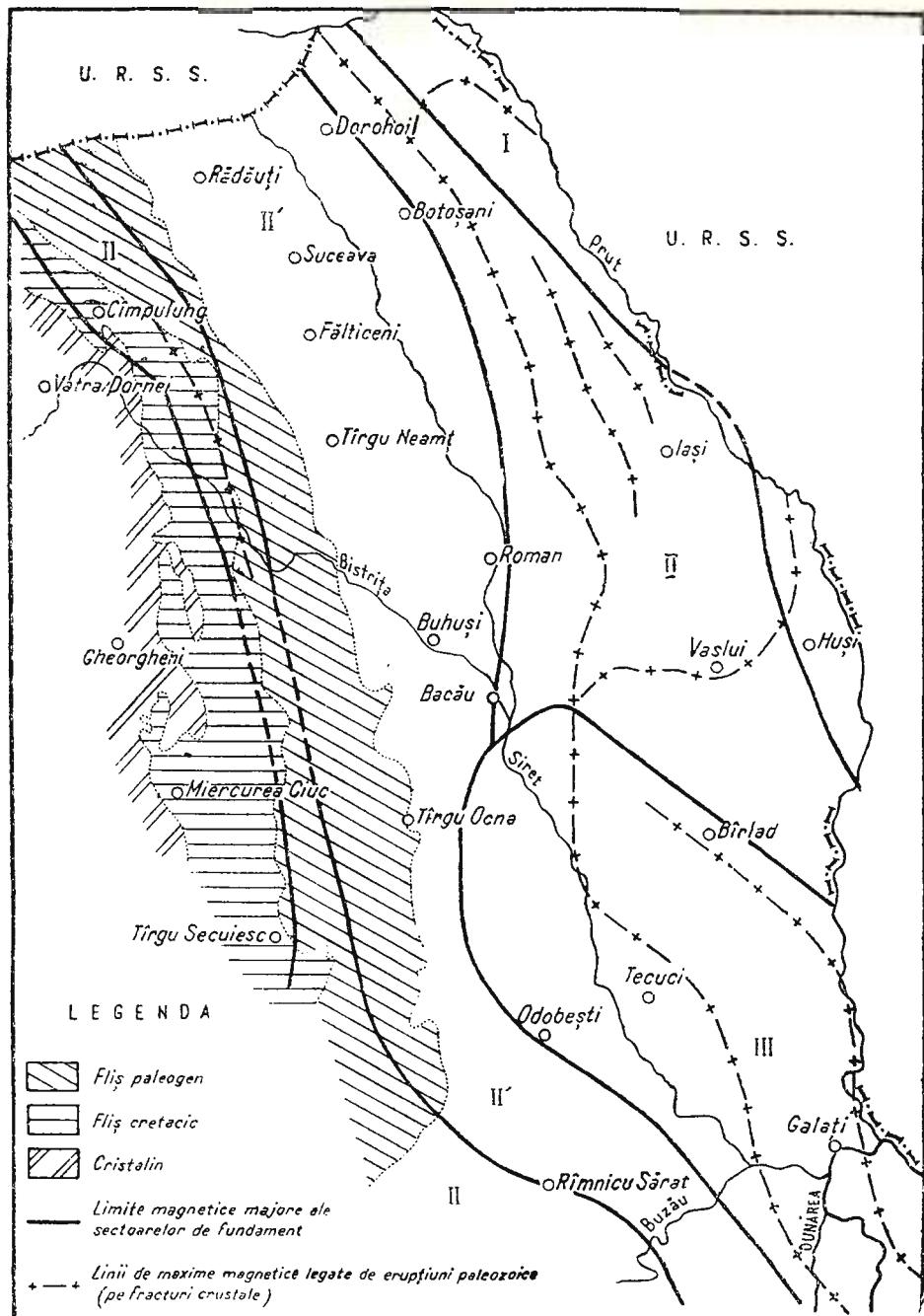


Fig. 2. — Schița compartimentelor de fundament a teritoriului Moldovei după datele anomaliei magnetice ΔZ .

I. fundamentalul arhaic al Platformei ruse; II. fundamentalul baikalian, eventual caledonian (II'); III, fundamentalul hercinic (după I. Gavăt, St. Airinei, R. Botezatu, M. Socolescu, Sc. Stoeneșcu și I. Vencov).

asa cum se reflectă el în datele magnetice, este format dintr-un complex heterogen alcătuit din suprapunerea elementelor geotectonice ale mai multor orogene succesive. Este de remarcat că ramura vestică a fundamentului baikalian se sitiază în sectorul median al geosinclinalului alpin [11].

Figura 2 mai conține un sistem de linii care au fost trasate prin apexele anomalilor magnetice maximale, de-a lungul axelor lor direcționale. Se consideră că aceste linii corespund la fracturi crustale, care au fost active în una sau mai multe faze orogenice, cind au permis circulația magmelor, și care s-au cicatrizat în stadiul de platformă al fundamentului [11].

În esență, harta anomaliei magnetice ΔZ a Moldovei a contribuit la cunoașterea fundamentului platformic, prin elemente regionale care au permis raionarea sa în sectoare aparținând la complexele succesiunii geo-sinclinalelor baikalian-hercinic și prin elemente locale, cu extinderi liniare, care au condus la trasarea unor fracturi crustale vechi, cicatrizate în prezent cu mase intrusivе.

Concluzii

Studiul hărții anomaliei magnetice ΔZ a Moldovei conduce la următoarele concluzii :

1. Harta anomaliei magnetice ΔZ a Moldovei conține cinci anomalii regionale caracterizate prin intensități medii de fond, prin aspectul lor morfologic și prin orientarea preferențială a izanomalelor, care reflectă arii de fundament de compozitii petrografice diferite.
2. Anomaliiile magnetice regionale din Moldova se găsesc în prelungirea anomalilor magnetice regionale din Dobrogea.
3. Anomaliiile magnetice locale, corespunzătoare maselor eruptive cantonate în fundament, pot să fie clasate în trei categorii de grupe caracterizate prin morfologia și orientarea lor preferențială (W-E, SW-NE și SE-NW).
4. Liniile de separație între anomaliiile magnetice regionale au semnificația limitelor geologice între compartimentele de fundament, și liniile care unesc apexele anomalilor maxime marchează aliniamentele dislocațiilor crustale prin roci eruptive.
5. Delimitările și structura fundamentului Moldovei și felul cum se reflectă ele în anomalia magnetică ΔZ , au făcut obiectul parțial a studiului de sinteză privind structura geologică profundă a teritoriului României, după datele actuale geofizice (gravimetrice și magnetice).

BIBLIOGRAFIE

1. Airinei Șt. Cercetări magnetice regionale în Dobrogea, Moldova de Sud și estul Cîmpiei Române (Geologia regiunii în lumina magnetismului terestru). *Acad. R.P.R., Bul. Științ., Sec. științ. biol., agron., geol., geograf.*, t. VII, nr. 1, p. 155–175. București 1955. Magnetische Gebietsforschungen in der Dobrudscha, der Südteil der Rumänischen Ebene (Die Geologie des Gebietes im Lichte des Erdmagnetismus). *Acad. R.P.R., Revue de Géologie et de Géographie*, t. III, nr. 2, p. 279–300. București, 1959.
2. Airinei Șt. Harta anomaliei magnetice ΔZ din Dobrogea, Moldova de Sud și estul Cîmpiei Române. *Acad. R.P.R., Stud. cerc. geol.*, t. III, nr. 1–2, p. 79–109. București 1958. Carta magnitoi anomaliei ΔZ Dobrudži, iujnoi Moldovîi, vostocinoi ciasti Rumînscoi Ravninti. *Acad. R.P.R., Revue de Géologie et de Géographie*, t. II, nr. 1, p. 221–247. București, 1958.
3. Airinei Șt. Structura fundamentalui hercnic al curburii Carpațiilor Orientali în lumina anomaliei gravimetric și geomagnetic. *Asoc. Carpațo-Balcanică, Congresul al V-lea* București 1961, vol. VI (Secția V-a Geofizică), p. 5, București, 1963.
4. Airinei Șt. Asupra structurii anomaliei magnetice din Subcarpații Munteniei orientale. *Acad. R.P.R., Stud. cerc. geofiz.*, I/2, (313), 1963.
5. Airinei Șt., Dumitru St., Velcescu Georgeta, Contribuții gravimetrice la cunoașterea structurii și potențialului economic al formațiunilor neogene din regiunea Tg. Ocna. *Acad. R.P.R., Studii și cercetări de Geologie, Geofizică, Geografie, Seria Geofizică*, 1, p. 41–59. București, 1964.
6. Băncilă Ion. Geologia Carpațiilor Orientali. Ed. Științifică. București, 1958.
7. Botezatu R., Băcioiu Tr., Andrei J. Relațiile dintre anomalia gravitației și structura geologică a Dobrogei de Nord și a regiunilor litorale din Moldova de Sud și Muntenia de Est. *Acad. R.P.R., Stud. cerc. geol.*, t. VI, nr. 1, p. 185–211, București, 1961.
8. Botezatu R. Măsurători magnetice regionale din Moldova de Nord. *D. S. Com. Geol. Rom.*, vol. XLIII (1955–1956), p. 279. București, 1962.
9. Constantinescu L. Curs de geomagnetism și prospecțiuni magnetice. vol. I, Ed. de Stat Didactică și Pedagogică. București, 1961.
10. Dumitrescu I., Sandulescu M., Lăzărescu V., Mirăuță O., Pauliu S., Georgescu C. Mémoire à la Carte Tectonique de Roumanie. *An. Com. Geol.* vol. XXXII, p. 5. București, 1962.
11. Gavăt I., Airinei Șt., Botezatu R., Socolescu M., Stoenescu Sc., Vencov I. Structura geologică profundă a teritoriului R.P.R. după datele actuale geofizice (gravimetrice și magnetice). *Acad. R.P.R., Stud. cerc. geofiz.*, t. 1, nr. 1, p. 7. București, 1963.
12. Grigoraș N. Rolul depresiunilor premontane în formarea rocilor bituminoase din R.P.R. *An. Univ. Parhon*, nr. 13, p. 181. București, 1957.
13. Grigoraș N., Dăneș T. Contribuții la cunoașterea sisturilor verzi dobrogene. *Acad. R.P.R., Stud. cerc. geol.*, t. 6, nr. 3, p. 541. București, 1961.
14. Grigoraș N. Geologia zăcămintelor de petrol și gaze din R.P.R. Ed. Tehnică. București, 1961.

15. Ianovici V., Giușcă D. Date noi asupra fundamentului cristalin al Podișului Moldovenesc și Dobrogei. *Acad. R.P.R., Stud. cerc. geol.*, t. VI, nr. 1, p. 153, București, 1961.
16. Kosighin A. I. Tectonica generală, Ed. Tehnică. București, 1962.
17. Lauterbach R. Geomagnetische Aufschlussverfahren im Dienste der Geologie. *Geomagnetismus und Aeronomie*, Bd. III. Berlin, 1959.
18. Murgeanu G., Patrulius D. Les formations mésozoïques des Carpates Roumaines et de leur avant-pays. *Annales Instituti Geologici Publici Hungarici*, vol. XLIX, F. 1. Budapest, 1960.
19. Oncescu N. Geologia Republicii Populare Române. Ed. Tehnică. București, 1957.
20. Pătruț I., Popescu M., Teodorescu C., Molnar M. Contribuții la cunoașterea geologiei Platformei Moezice. Stratigrafie. *Petrol și Gaze*, t. 12, nr. 11, p. 481–493. București, 1961.
21. Pawłowski S. Anomalie magnetyczne w Polsce (Magnetic anomalies in Poland). *Panstwowy Instytut Geologiczny, Biuletyn* 44, 1947.
22. Sollogub B. V. Contribuții la problema limitei sud-vestice a Platformei Ruse. *Acad. R.P.R., An. Rom.-Sov., Seria geol.-geograf.*, t. 12, 3(36), p. 43. București, 1958.
23. Sollogub B. V. Tectonica peredovih progibov alpinskoi geosinclinalnoi oblasti i soredelnih raionov Evropeisckoi ciasti CCCR. *Izdatelstvo Akademii Nauk Ukrainskoi CCR*. Kiev, 1960.
24. Visarion M. Imagini geofizice din regiunea Carpaților Orientali de la est și vest de Masivul Ceahlău. *Acad. R.P.R., Stud. cerc. geol.*, t. V, nr. 4, p. 757. București, 1960.
25. Visarion M. Contribuții geofizice cu privire la structura geologică a Depresiunii Precarpatică din Moldova de Mijloc (R.P.R.). *Asoc. Carpatho-Balcanică, Congres. al V-lea București 1961*, vol. VI (Secția V-a Geofizică), p. 99. București, 1963.

CARTE DE L'ANOMALIE MAGNÉTIQUE ΔZ DE MOLDAVIE

PAR

ŞT. AIRINEI, M. BOISNARD, R. BOTEZATU, LIA GEORGESCU, P. SUCIU,
M. VISARION

(Résumé)

On présente la carte de l'anomalie magnétique ΔZ de Moldavie, obtenue de la carte des valeurs mesurées (la carte de la composante verticale ΔZ) desquelles on a deduit celles du champ géomagnétique normal.

Le territoire prospecté, d'une superficie d'environ 47.000 km², est compris entre la vallée du Prut à l'est et les Carpathes Orientales à l'ouest. Le réseau magnétique régional est constitué approximativement par 25.000 stations de variomètre vertical. L'assemblage des travaux de



terrain — travaux qui ont été effectués au cours des années 1950—1961 — est réalisé dans le cadre d'un système de stations de base principales, liées aux stations magnétiques absolues. Les valeurs relatives ΔZ ont été transformées en valeurs absolues (Z) et puis réduites par les valeurs du champ géomagnétique normal (Z_N). Les valeurs Z et Z_N ont été rapportées à l'époque 1950,0. La différence entre ces deux quantités (Z et Z_N) représente pour chaque station l'anomalie magnétique ΔZ , qui, sous cette forme, a le trait caractéristique d'une anomalie totale aux valeurs absolues.

La carte de l'anomalie ΔZ de Moldavie présente l'ensemble des anomalies régionales et locales, correspondant surtout aux masses géologiques du soubassement. En Moldavie, le soubassement appartient à deux régions tectoniques différentes : la région de plate-forme et la région de plissement alpino-carpatique. Dans la région de plate-forme les forages profonds ont permis de séparer trois zones du soubassement : la zone silurienne et précambrienne de la Plate-forme russe (dans la partie NE), la zone des roches épimétamorphiques du type dobrogéen (dans la partie sud) et la zone paléozoïque profonde de la „Depression prédobrogéenne”. Le soubassement de la région de plissement alpino-carpatique supporte les dépôts de la zone du Flysch et de la zone néogène des Carpates Orientales. Ce soubassement est de nature épiplate-formique et baisse graduellement de l'est à l'ouest.

L'anomalie magnétique ΔZ de Moldavie a un aspect zonal bien défini, en relation avec les aires du soubassement, différencierées au point de vue pétrographique. On peut distinguer cinq zones, selon l'intensité moyenne de l'anomalie magnétique ΔZ et la morphologie des anomalies locales qu'elles comprennent : la zone NE, limitée à l'ouest par l'isoanomale de zéro gamma (l'intensité moyenne négative) — s'étend le long du Prut, sur une bande de terrain de plus en plus étroite du nord au sud ; la zone comprise entre les vallées du Siret et du Prut, contournée par l'isoanomale de 100 γ (intensité moyenne +150 γ) — avec des anomalies locales intenses, allongées et alignées le long de quelques axes de symétrie orientées N—S ; la zone de Moldavie méridionale, délimitée par l'isoanomale de 200 γ (intensité moyenne +200 γ) — avec des anomalies locales intenses, allongées et disposées sur directions situées dans le prolongement des axes de symétrie des anomalies magnétiques de la Dobrogea septentrionale ; la zone médiane, située surtout à l'ouest de la vallée du Siret (intensité moyenne +100 γ) — dépourvue d'anomalies locales, semblable à la zone magnétique des schistes verts de la Dobrogea Centrale, et la zone occidentale partiellement mesurée (intensité moyenne +150 γ) —



avec des anomalies locales larges et allongées, de faible intensité, alignées sur une direction orientée à peu près N—S.

Les zones de l'anomalie magnétique ΔZ sont considérées comme des anomalies régionales. La clef de l'interprétation géologique de ces anomalies est fournie par le fait que les zones magnétiques de la Dobrogea — zones qui y caractérisent des compartiments distincts, formés de roches bien définies — se prolongent, avec les mêmes caractères, dans la Moldavie méridionale et dans la Plaine Roumaine orientale.

Les délimitations et la structure du soubassement de Moldavie et la manière dont ils se reflètent dans l'anomalie magnétique ΔZ ont constitué l'objet partiel d'une étude de synthèse concernant la structure géologique profonde du territoire roumain selon les données actuelles géophysiques (gravimétriques et magnétiques).

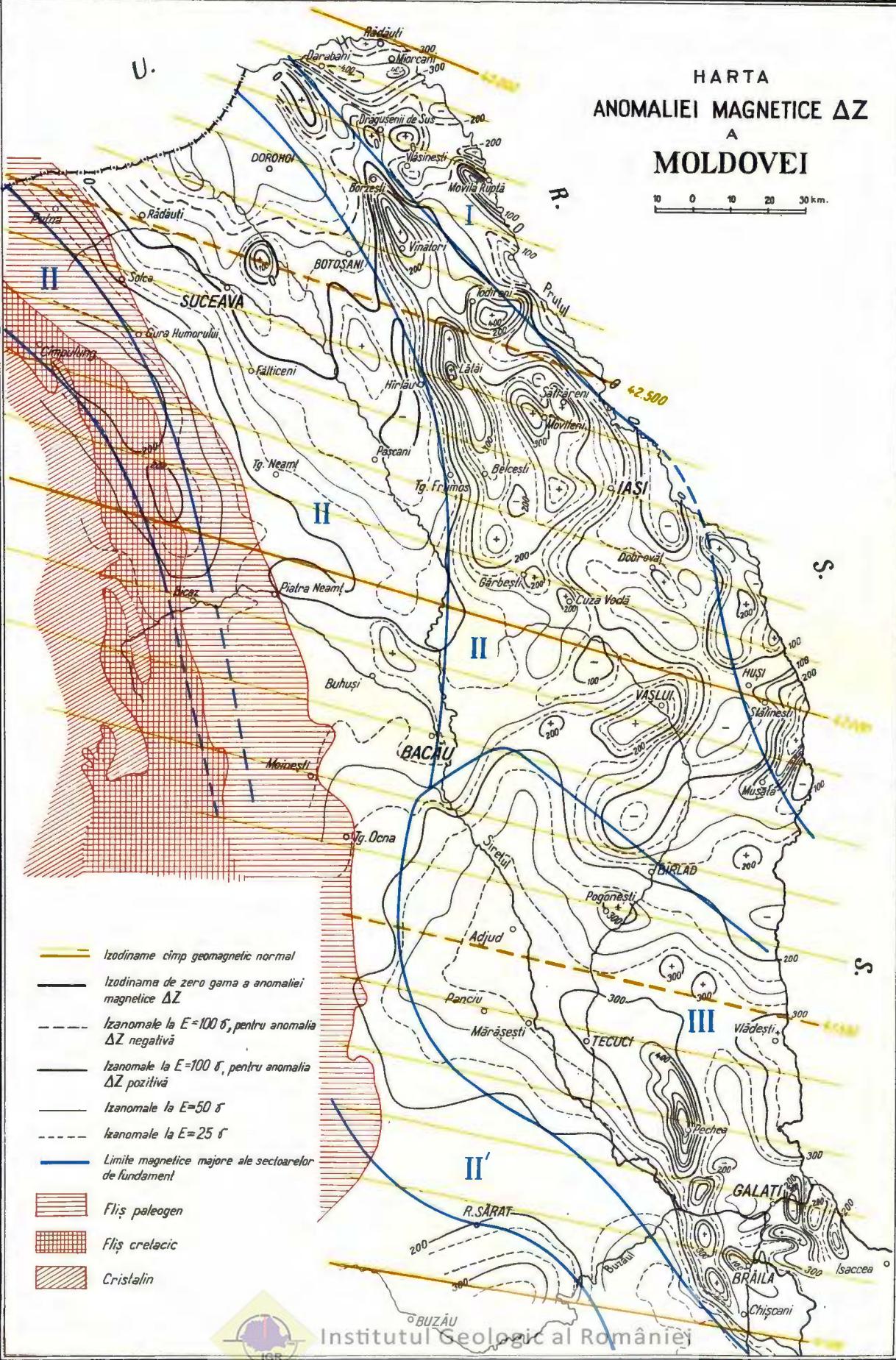




Institutul Geologic al României

HARTA ANOMALIEI MAGNETICE ΔZ A MOLDOVEI

10 0 10 20 30 km.



Institutul Geologic al României

REDACTAREA ȘI IMPRIMAREA HĂRTII GRAVIMETRICE A R.P.R. (ANOMALIA BOUGUER), SCARA 1 : 1.000.000

DE

ȘTEFAN AIRINEI, SCARLAT STOENESCU

ABSTRACT

Edition and printing of the gravimetric map (Bouguer anomaly) of the Rumanian People's Republic, scale 1 : 1.000.000. The completion, by the Geological Institute, of the first gravimetric map (Bouguer anomaly) of the Rumanian People's Republic, scale 1 : 1.000.000, is announced, and details concerning its edition and printing are given.

Introducere. Redactarea Hărții gravimetrice a R.P.R. (anomalia Bouguer), scara 1 : 500.000 [2] și prezentarea ei în ședință publică de comunicări științifice a Institutului Geologic din 14.XII.1962 au fost primite de specialiști cu interes deosebit, datorită, mai ales, perspectivelor noi pe care le deschide ea pentru teritoriul țării noastre în domeniul geologiei structurale și al geologiei economice. Ca primă consecință, Secția de Hărți Geofizice a Institutului Geologic a primit sarcina să se ocupe de redactarea Hărții gravimetrice a R.P.R. la scara 1 : 1.000.000 — plecînd de la harta existentă la scara 1 : 500.000 — în vederea imprimării pentru atlasul fiziografic al R.P.R.

Lista materialelor utilizate la întocmirea hărții gravimetrice a R.P.R. scara 1 : 500.000, modul de redactare al acestei hărți și analiza elementelor noi pe care le prezintă ea față de încercările anterioare, respectiv critica întregului ansamblu privind părțile sale pozitive cît și cele negative, sînt relatate în textul comunicării amintite [1], aşa că, asupra acestor aspecte, nu vom mai reveni în această notă.

Harta gravimetrică a R.P.R. scara 1 : 1.000.000 — deși derivată din harta la scara 1 : 500.000 și într-o oarecare măsură simplificată — prezintă



Institutul Geologic al României

o etapă nouă, iar pentru scopuri geologice mai utilă, prin aceia că, în final, a fost imprimată pe un fond geologic adecvat, aparținând unei hărți geologice redactată pe baza celor mai noi date de teren [3].

Scopul acestei note este în primul rînd de a marca din punct de vedere istoric un stadiu al evoluției realizării hărții gravimetrice a R.P.R., iar în al doilea rînd de a atrage atenția specialiștilor neinformați încă despre existența acestei ediții noi a hărții gravimetrice a R.P.R. — cea dintâi la scara 1 : 1.000.000 — care le stă la îndemînă ca instrument accesibil și util în munca lor.

Modul de redactare al hărții gravimetrice a R.P.R. la scara 1 : 1.000.000. Pentru asigurarea exactității imaginei morfologiei anomaliei gravitației înregistrată în Harta gravimetrică a R.P.R. scara 1 : 500.000, cu ocazia transpunerii sale la scara 1 : 1.000.000, s-a convenit ca trecerea de la scara 1 : 500.000 la scara 1 : 1.000.000 să se facă prin reducere fotografică. Operația de fotografiere, cît și cele ulterioare de cartografiere și imprimare, s-au realizat în cadrul sectorului de specialitate al Institutului Geologic¹⁾.

Cartografierea hărții gravimetrice s-a făcut de la izanomala de „zero” mgal, ca origine, la echidistanță de 2 mgal. Izoliniile au fost trasate cu trei grosimi distințe: izanomala de „zero” mgal, mai groasă, izanomalele la echidistanță de 10 mgal, cu grosime intermediară și restul izanomalelor, subțire. Sunt înregistrate, de asemenea, toate stațiile rețelelor gravimetrice R.P.R. de ordinul I și II, inclusiv valorile existente și înregistrate în Harta gravimetrică a R.P.R. (Anomalia Bouguer) scara 1 : 500.000 [2].

Baza topografică utilizată a fost reprodusă după Harta topografică în proiecție policonică, scara 1 : 1.000.000, editată de M.F.A., simplificată la elemente generale de planimetrie (hidrografie și localități). Harta topografică a R.P.R., scara 1 : 1.000.000, editată de M.F.A., reprodusă după necesități, stă la baza întregului ansamblu de hărți ce va constitui atlasul fizionomic al R.P.R., în pregătire la Institutul Geologic al Comitetului Geologic.

Legenda Hărții gravimetrice a R.P.R., scara 1 : 1.000.000, menționează că lucrările gravimetrice folosite sunt raportate la stația funda-

¹⁾ Redactorii Hărților gravimetrice ale R.P.R. (Anomalia Bouguer) la scările 1 : 500.000 și 1 : 1.000.000 s-au consultat și au primit informații prețioase, cu privire la reducerile foto, alegerea și utilizarea hărților topografice, moduri de cartografiere și imprimare, de la tov. Valter Niculescu, șeful Sectorului de cartografie și imprimerie al Institutului Geologic, și tov. cartografi principali Ion Petrescu și Nicolae Gheonea, cărora li se exprimă mulțumiri și pe această cale.

mentală de la Observatorul Geofizic Surlari, pentru care s-a luat valoarea convențională 0 mgal. Valoarea absolută a anomaliei Bouguer a stației fundamentale, calculată pentru $\sigma = 2,20 \text{ g/m}^3$, este $-39,77 \text{ mgal}$. Gravitatea la stația fundamentală Surlari este, în sistemul Potsdam, $g = 980.541,85 \text{ mgal}$.

Imprimarea Hărții gravimetrice a R.P.R. (Anomalia Bouguer) la scara 1 : 1.000.000. Harta gravimetrică a R.P.R. (Anomalia Bouguer) la scara 1 : 1.000.000 a fost imprimată pe un fond geologic care reproduce Harta geologică a R.P.R. simplificată, la scara 1 : 1.000.000 (3). Formațiile geologice sunt imprimate în culori pale, în vederea scoaterii în relief a curbelor anomaliei gravitației. Legenda formațiilor geologice cuprinde următoarele separații: aluvioni, Pleistocen, Pliocen, Miocen, Paleogen, Cretacic mediu și superior, Cretacic inferior, Jurasic, Triasic, Carbonifer-Permian, Silurian-Devonian, Proterozoic superior (șisturi verzi), șisturi cristaline, efuziuni terțiare, efuziuni vechi, intruziuni (acide și bazice).

Izoliniile gravimetrice sunt imprimate în trei culori. Izolinia de „zero” apare în cafeniu, izoliniile corespunzătoare valorilor pozitive în roșu, și izoliniile corespunzătoare valorilor negative în albastru. Imprimarea izoliniilor gravimetrice în culori a avut ca scop separarea și facilitarea urmăririi anomaliei de maximum și minimum regionale. În general, anomaliiile de minimum, în albastru, corespund efectelor avanțoselor precarpatic, iar anomaliiile de maximum, în roșu, efectelor platformelor din fața Carpaților sau elementelor de platformă, dense, regenerate în interiorul arcului carpatic.

Redactorii Hărții gravimetrice a R.P.R. (Anomalia Bouguer), scara 1 : 1.000.000, au solicitat imprimarea în tente a acestei hărți. S-au propus tente în gama de roșu pentru anomalia gravimetrică pozitivă (izolinia de „zero” să ar fi deplasat, în acest caz, din poziția sa actuală cu 40 mgal în sens crescător) și în gama de albastru pentru anomalia gravimetrică negativă¹⁾. Această reprezentare oferă un avantaj esențial în evidențierea sugestivă a morfologiei anomaliei gravitației. În particular, pentru teritoriul țării noastre, ea lasă să se vadă în mod clar cum fundimentul dens se afundă progresiv de la exterior spre interior, ceea ce este de natură să creeze o imagine cu totul nouă a structurii de ansamblu a substratului.

¹⁾ În arhiva Institutului Geologic, se află un exemplar al Hărții gravimetrice a R.P.R. (Anomalia Bouguer) scara 1 : 500.000 colorat în tente de roșu și albastru, pornite de la o curbă de „zero” pozitivată cu 40 mgal față de aceea care trece pe la Observatorul Geofizic Surlari.

În concluzie, Harta gravimetrică a R.P.R. (Anomalia Bouguer) la scara 1 : 1.000.000, ediția 1963 a Institutului Geologic, reprezintă o etapă nouă în procesul de redactare și prezentare a ansamblului lucărilor gravimetrice executate pe teritoriul țării noastre pînă la începutul anului 1962 și care, imprimată pe un fond geologic adecvat, devine un instrument de primă utilitate în practica de interpretare geofizică și geologică.

BIBLIOGRAFIE

1. Airinei S.t., Stoeneșcu Sc. Relații cu privire la întocmirea Hărții gravimétrice a R.P.R. (Anomalia Bouguer), scara 1:500.000, D.S. Com. Geol., Vol. L (1962—1963), Partea I, 1964.
2. * * * Harta gravimetrică a R.P.R. (Anomalia Bouguer), scara 1 : 500.000, Arhiva Com. Geologic, 1962 (redactată în cadrul Secției de Hărți Geofizice, sub îngrijirea ing. S.t. Airinei și ing. Sc. Stoeneșcu).
3. * * * Harta geologică a R.P.R. simplificată, scara 1:1.000.000. Editată Inst. Geol., 1964.

RÉDACTION ET IMPRESSION DE LA CARTE GRAVIMÉTRIQUE (ANOMALIE BOUGUER) DE LA R.P.R. ÉCHELLE 1 : 1.000.000

PAR

ST. AIRINEI, SC. STOENESCU

(Résumé)

En partant du matériel fourni par la carte au 500.000^e, on a rédigé une carte gravimétrique (anomalie Bouguer) à l'échelle 1 :1.000.000, simplifiée par la cartographie des isogammes à l'équidistance de deux mgal. Cette carte-ci est plus propre aux travaux d'interprétation, par ce qu'elle superpose l'image géophysique sur un fond géologique réalisé en vertu des plus récentes données de terrain. On y présente des détails relatifs à la manière de rédaction et d'impression de cette carte, qui contient l'ensemble des travaux gravimétriques réalisés sur le territoire de la R.P.R. jusqu'en 1962.



MĂSURĂTORI GRAVIMETRICE ȘI MAGNETICE ÎN BALTA GALĂȚILOR (DOBROGEA DE NORD)

DE

ȘT. AIRINEI

ABSTRACT

Gravimetric and Magnetic Measurements in the Balta Galatz (Northern Dobrogea). A study is given for the maps of the gravity anomaly and of the vertical magnetic component (ΔZ) in the Dobrogean area of Balta Galatz as well as the geological interpretation of these geophysical patterns concerning the structure and the petrographical nature of the basement of this area.

Introducere. Balta Galăților, denumită astfel ca regiune geomorfologică, este situată în prelungirea Bălții Brăilei și ocupă spațiul în care Dunărea face un cot dublu în formă de M, între orașele Brăila și Isaccea [11].

Măsurările noastre, executate în 1963 pentru completarea rețelelor machetelor de hărți geofizice Galați și Babadag (scara 1 : 200.000), sunt situate pe profile între localitățile 23 August—Pisica—Isaccea—Garvăń. Suprafața acoperită, de circa 200 km², era o „pată albă” în Harta gravimetrică a R.P.R. (Anomalia Bouguer), scara 1 : 500.000 (în redacția, Șt. Airinei și Sc. Stoeneșcu, [3]).

Profilele gravimetrice au fost legate de stația de pe aeroportul Galați, din rețeaua gravimetrică de ord. I a României [6]. Limita de SW a lucrării la nord de satul Garvăń, se suprapune pe un profil regional al rețelei anterioare [7]. Măsurările magnetice, efectuate în aceleasi stații, sunt legate de ansamblul lucrărilor regionale precedente [1]. Valorile magnetice ΔZ obținute, îndesesc și completează pe acelea existente.

Scopul acestei note îl formează, pe de o parte, prezentarea morfologiei anomaliei gravitației și a morfologiei anomaliei magnetice ΔZ , iar



Institutul Geologic al României

pe de altă parte, prezentarea informațiilor geologice noi care decurg din imaginile geofizice întocmite pentru această regiune, privitor la structura fundamentului hericnic și a naturii sale petrografice.

Imagini geofizice. Rezultatele geofizice obținute sunt înregistrate în harta anomaliei Bouguer, calculată pentru densitatea medie $2,20 \text{ g/cm}^3$ și harta componentei magnetice verticale (ΔZ)¹⁾ (pl. I).

Anomalia gravitației prezintă o variație regională de peste 35 mgal, cu sens de descreștere de la SW spre NE. Ea înregistrează un maximum de peste 10 mgal în partea de vest, suprapus în general Culmei Bugeacului (anomalie de maximum înregistrată parțial și de harta gravimetrică precedentă); o zonă de gradient orizontal foarte intens, cu valori pînă la 6 mgal/km, în partea centrală și cu un aliniament orientat NW—SE, și o anomalie de minimum, dezvoltată la NE de satul Pisica și rămasă deschisă la nord de Dunăre. Axele de simetrie ale anomaliei de maximum și de minimum sunt orientate de asemenea NW—SE. Aceste trei sectoare ale anomaliei gravitației — de maximum, de gradient orizontal major și de minimum — se prelungesc atât în Moldova de Sud, cît și în S—SE, pe teritoriul dobrogean. Ele completează și leagă aspecte asemănătoare din harta gravimetrică a regiunilor învecinate [7].

Anomalia magnetică ΔZ înregistrează ca detaliu față de imaginea precedentă [1], o succesiune de trei anomalii de maximum, încadrate de trei anomalii de minimum, toate orientate NW—SE. Prima anomalie de maximum (Garvăni—Galați) încadrează și depășește aria Culmei Bugeacului. Ea se prelungeste la NW de Dunăre și constituie partea terminală a ramificației estice a sirurilor de anomalii magnetice de maximum provocate de masele intrusive granodioritice ale munților Măcinului [1]. A doua anomalie de maximum se situațiază la jumătatea distanței dintre Galați și valea Prutului. Ea apare ca o prelungire în teritoriul dobrogean a anomaliei de maximum Tămăoani—Tulucești, din Moldova de Sud, extinsă pe direcția NNW—SSE, la vest de valea Prutului. În fine, a treia anomalie de maximum se desfășoară paralel cu Dunărea, de-a lungul malului drept, fiind partea terminală, pe teritoriul dobrogean, a anomaliei de maximum Reni [13]. Anomaliiile de minimum ocupă spații între anomaliiile de maximum. Ele au forme alungite și înguste, asemănător anomaliiilor de maximum.

¹⁾ Șt. Airinei, Lucrări de teren executate în anul 1963 în cadrul problemei „Hărțile geofizice ale R.P.R., scara 1 : 200.000”, Raport, 1964, Arhiva Institutului Geologic.

Structura fundamentului după datele geofizice. Fundamentul regiunii cercetate aparține epiplatformei hercinice. În Dobrogea de Nord, fundamentul hercnic apare expus la zi sub forma unei anteclize cu flancurile de NW, N și NE afundate progresiv sub depozitele mezozoice, terțiare și cuaternare ale Câmpiei române, Moldovei de Sud și Băltii Galațiilor. În Balta Galațiilor, depozitele de suprafață sunt constituite din aluviuni fluviatile și depunerile marine transgresive [10]. Prelungirea Dobrogei de Nord în Moldova de Sud și partea de NE a Câmpiei române, a fost pusă în evidență inițial pe cale geofizică [1, 2, 7] și ulterior, dovedită prin foraje [9].

Hărțile geofizice întocmite pentru zona cercetată din Balta Galațiilor, oferă primele rezultate privind structura și natura petrografică a fundamentului său (vezi figura).

Anomalia gravitației arată că flancul de NE al anteclizei, cuprins între Culmea Buceagului și Dunăre, prezintă o treaptă majoră de afundare spre Depresiunea predobrogeană, delimitând spre vest un compartiment de fundamente puternic scufundat în regiunea de confluență a văii Prutului. Treapta majoră (notată în fig. 1, cu g_6) este un segment din linia structurală de ord. II Tecuci—Galați—Sulina, notată g_6 în Harta structurii geologice profunde a R.P.R. [8] și face parte dintr-un cîmp de fracturi care provoacă o cădere neobișnuită de activă, în trepte, a fundamentului hercnic de la SW spre NE. Măsurătorile noastre deplasează traseul dislocației majore, față de aliniatul trasat anterior, cel puțin pe segmentul Galați—Isaccea, mai aproape de malul drept al Dunării.

Anomalia magnetică ΔZ reflectă o compoziție petrografică complexă a fundamentului. În Dobrogea de Nord, anomaliiile magnetice de maximum reprezintă mase de roci intrusive, puse în loc pe linii de fracturi crustale [1, 2]. Masele intrusive, granodioritice, ocupă bolți de anticlinale [4, 12]. Anomalia de maximum Garvăni—Galați reprezintă efectul unei intruziuni granitice plasată în bolta unui anticlinal îmbrăcat cu depozite paleozoice. Celelalte două anomalii de maximum pot reprezenta, eventual, și efectul unor volume de roci diabazice de tip Nicolișel. Aliniamentele fracturilor crustale pe care s-au instalat volumele de roci intrusive, notate $m_1 — m_3$, sunt trasate convențional prin axele anomalilor de maximum. Ele au o poziție ușor transversală față de dislocația g'_6 delimitată gravimetric. Această situație poate sugera ideea că dislocația crustală g'_6 ține de un plan structural prehercnic, reactivată mai ales în faza chimerică, în timp ce liniile $m_1 — m_3$ aparțin, foarte probabil, sistemului structural hercnic.

Anomaliiile magnetice de minimum reprezintă, prin analogie cu acele din zonele imediat vecine din Dobrogea de Nord [1, 2], aria de



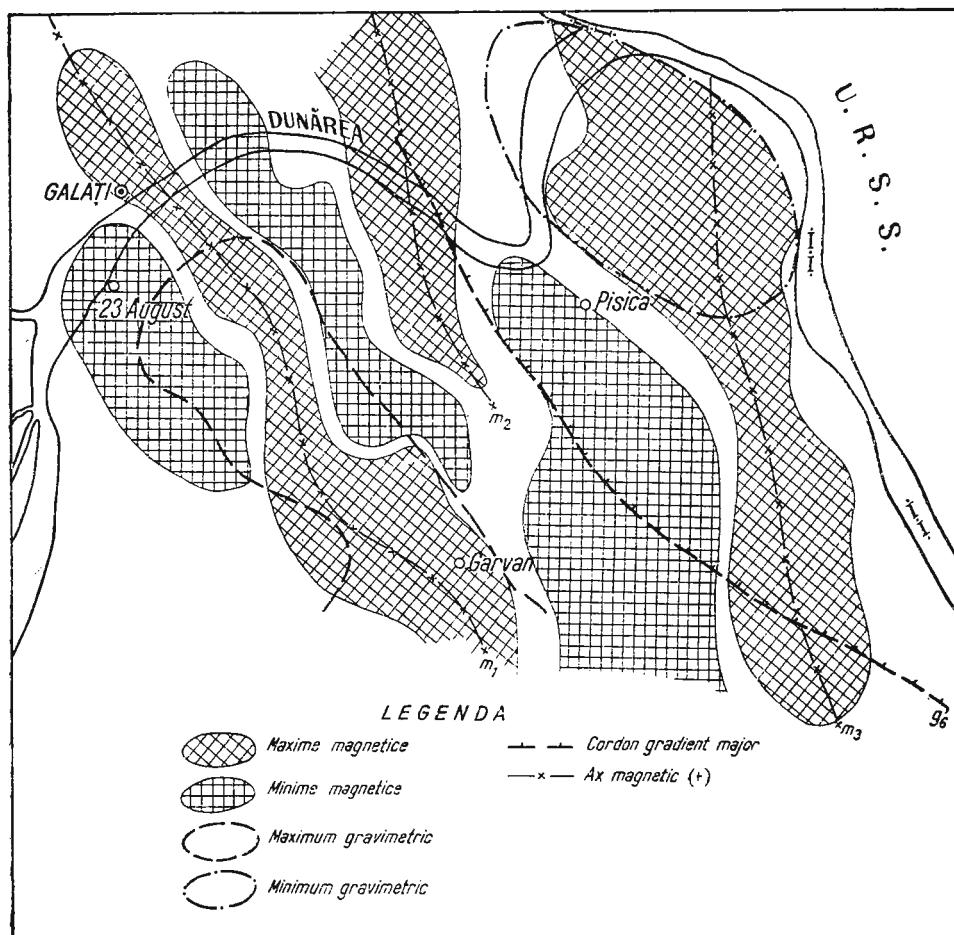


Fig. 1 – Schița structurală a fundamentului Bălții Galaților, întocmită după date geofizice (gravimetrice și magnetice).

răspândire și de îngroșare a sedimentelor paleozoice în structuri sinclinale sau aparent sinclinale.

În concluzie, rezultatele măsurătorilor gravimetrice și magnetice din Balta Galaților au condus, în faza de interpretare geologică a imaginilor geofizice realizate, la obținerea unor informații noi asupra structurii fundamentului și conținutului său petrografic.

Fundamentul regiunii ține de structogenul hercnic. El se situaază între flancul de NE al anteclizei din Dobrogea de Nord și flancul de SW

al avantfosei catenei hercinice (Depresiunea predobrogeană). Trecerea de la unitatea ridicată la unitatea scufundată se face printr-un cîmp de fracturi, orientate NW—SE, în care se distinge treapta majoră g'_6 . În zona de confluență a văii Prutului se află un compartiment de fundamente mai scufundat. Tabloul structural al fundamentului este complicat de prezența a trei linii de fracturi ($m_1 — m_3$), ușor transversale pe dislocația majoră. Dispoziția ușor disjunctivă a acestor fracturi poate indica apartenența lor la plane structurale diferite: g'_6 , la unul prehercnic, $m_1 — m_3$, la cel hercnic.

Fundamentul cristalin al regiunii încorporează mase intrusive granodioritice și eventual diabazice, în anticlinorii, și depozite paleozoice în sinclinoriile interpuse acestora.

BIBLIOGRAFIE

1. Airinei S t. Cercetări magnetice regionale în Dobrogea, Moldova de Sud și estul Cimpiei Române (Geologia regiunii în lumina magnetismului terestru). *Acad. R.P.R., Bul. Științ., Secț. Biol., Agron., Geol., Geogr.*, 7, 1 (155), 1955.
2. Airinei S t. Harta anomaliei magnetice ΔZ din Dobrogea, Moldova de Sud și estul Cimpiei Române. *Acad. R.P.R., Stud. cerc. geol.*, 3, 1—2 (79), 1957.
3. Airinei S t., Stoeneșcu Sc. Relații cu privire la întocmirea Hărții gravimetrice a R.P.R. (Anomalie Bouguer), scara 1:500.000, *D. S. Com. Geol.*, L (1962—1963), Partea I, 1964.
4. Atanasiu I. Privire generală asupra geologiei Dobrogei. „*Lucr. Soc. Geogr. D. Canle-mir*”, III, Iași, 1940.
5. Atanasiu I. Cutremurile de pămînt din România. Ed. Acad. R. P. R., 1961.
6. Botezatu R. Rețeaua gravimetrică a R. P. R. I. Triangulația stațiilor gravimetrice de ordinul I a R.P.R. *Probleme de Geofizică*, I (7), 1961.
7. Botezatu R., Băcioiu Tr., Andrei J. Relațiile dintre anomalia gravitației și structura geologică a Dobrogei de Nord și a regiunilor limitrofe din Moldova de Sud și Moldova de Est. *Acad. R.P.R., Stud. cerc. geol.*, 6, 1 (185), 1961.
8. Gavăt I., Airinei S t., Botezatu R., Socolescu M., Stoeneșcu S c., Vencov I. Structura geologică profundă a teritoriului R.P.R. după datele actuale geofizice (gravimetrice și magnetice). *Acad. R.P.R., Stud. cerc. geofiz.*, 1, 1 (7), 1963.
9. Grigoraș N., Dăneț T. Contribuții la cunoașterea șisturilor verzi dobrogene. *Acad. R.P.R., Stud. cerc. geol.*, 6, 3 (541), 1961.
10. Liteanu E., Pricăjan A., Baltac C. Transgresiunile cuaternare ale Mării Negre pe teritoriul Deltei Dunării. *Acad. R.P.R., Stud. cerc. geol.*, 6, 4 (743), 1961.
11. Mihăilescu V. Harta regiunilor geomorfologice ale R.P.R. pe baze geografice. *Acad. R.P.R., Bul. Științ., Secț. geol., geogr.*, 2, 1 (97), 1957.



12. Murgoci G. Opere alese. Ed. Acad. R.P.R. Bucureşti, 1958.
 13. Procopiu S. Mesures magnétiques en Roumanie, de 1931 à 1940. *An. Scien. Univ. Jassy*, 26, 2, 1940.
-

MESURES GRAVIMÉTRIQUES ET MAGNÉTIQUES DANS BALTA GALAȚILOR (DOBROGEA SEPTENTRIONALE)

PAR

ST. AIRINEI

(Résumé)

L'auteur présente les cartes de l'anomalie de la gravitation et de la composante verticale (ΔZ) de la partie méridionale de Balta Galaților, ainsi que l'interprétation géologique de ces images géophysiques, concernant la structure et la nature pétrographique du soubassement de la région.

Le soubassement de la région appartient au structogène hercynien.

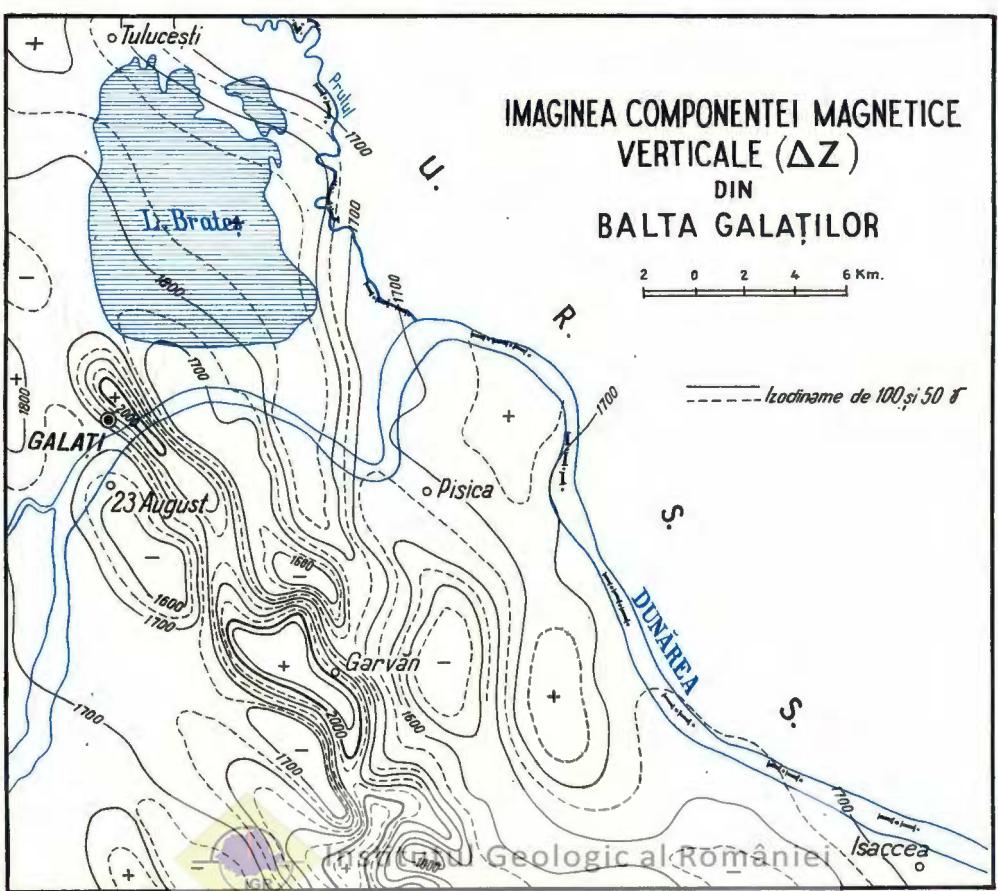
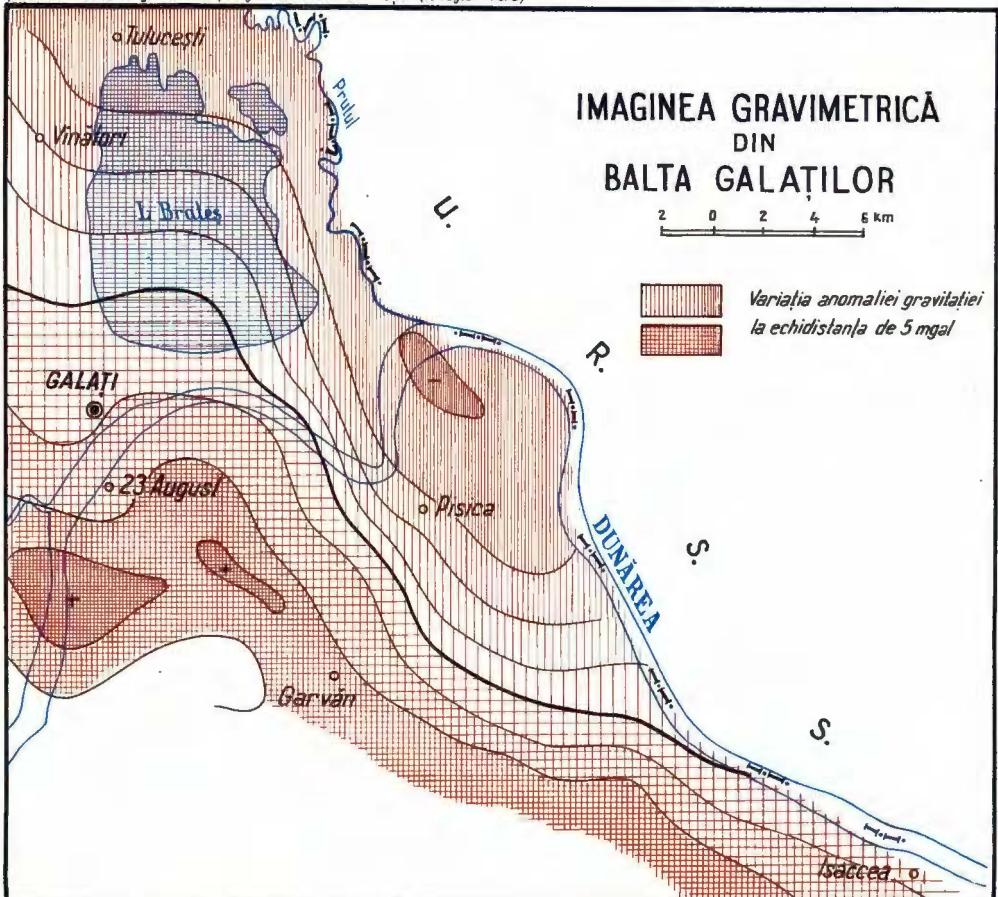
Il est situé entre le flanc NE de l'antéclice de la Dobrogea Septentrionale et le flanc SW de l'avant-fosse de la chaîne hercynienne (Dépression Prédobrogéenne). La transition entre l'unité élevée (Monts de Măcin et l'unité exondée (Dépression Prédobrogéenne) se fait par un champ de fractures orientées NW — SE, où l'on distingue le gradin majeur g_6' (fig. 1).

Le tableau structural du soubassement est compliqué par la présence d'un compartiment plus exondé dans la zone où le Prut est confluent du Danube, et par trois lignes de fractures ($m_1 — m_3$), légèrement transversales sur la dislocation majeure.

La disposition disjonctive des fractures g_6' et $m_1 — m_3$, peut indiquer leur appartenance à des plans structuraux différents : la première, à un plan préhercynien, et les autres, au plan hercynien.

Le soubassement cristallin de la région comprend des masses intrusives granodioritiques, éventuellement diabasiques dans les anticlinoriums, et des dépôts paléozoïques dans les synclinoriums qui y sont interposés.





IMAGINI ȘI RELAȚII STATISTICE PRIVIND TERMENII ANOMALIEI MAGNETICE DIN SUBCARPAȚII MUNTELEI ORIENTALE

DE

Șt. AIRINEI

ABSTRACT

Patterns and Statistical Relationships concerning the Terms of the Magnetic Anomaly in the Subcarpathians of Eastern Muntenia. Three patterns of the regional magnetic anomaly and three of the local magnetic anomaly, plotted on the map of the magnetic anomaly ΔZ_a for quadrature nets with 1, 2 and 4 km sides are given. The components of the magnetic anomaly ΔZ_a are grouped into two categories: regional and local. The statistical analysis of the latter allowed the determination of some quantitative relationships concerning the magnetic anomaly of the Subcarpathians in Eastern Muntenia. By means of five transverse profiles, the correlation degree between the various regional and local magnetic terms and the major geological structures is estimated.

Introducere

Analiza întreprinsă asupra structurii anomaliei magnetice din Subcarpații Munteniei orientale [8], și studiul privind structura geologică a aceleiași regiuni, reflectată în structura anomaliei gravitației [10], ne-au îndemnat să întreprindem un studiu mai detaliat al termenilor compoziți ai anomaliei magnetice (ΔZ_a) — pe cât posibil, într-o manieră comparabilă cu aceea aplicată analizei termenilor compoziți ai anomaliei Bouguer [10] — în scopul unei corelații viitoare a seriilor de termeni gravimetrici și magnetici, în vederea stabilirii existenței de structuri mai vechi reluate de cutările carpatice, și a condițiilor care au favorizat formarea de struc-



turi disjunctive în depozitele sedimentare de fliș și molasă ce umplu segmentul de avant-fosă precarpatică prospectată.

Lucrarea prezentă are ca punct de plecare trei imagini ale anomaliei magnetice regionale (ΔZ_R), trei imagini ale anomaliei magnetice locale (ΔZ_L) — separate pentru rețelele patratice cu laturile $l = 1, 2$ și 4 km — și cinci ansamble de profile transversale structurilor geologice majore din regiunea cercetată.

Separarea celor două clase de anomalii (ΔZ_R și ΔZ_L) s-a făcut pentru harta anomaliei magnetice ΔZ_a , provenită, la rîndul ei, din harta componentei magnetice verticale (ΔZ) redusă de cîmpul geomagnetic normal [8]. Harta componentei magnetice verticale (ΔZ) — aflată în manuscris la scară $1 : 50.000$, cu izodiname la echidistanță de 5γ — reprezintă ansamblul de hărți comentate și publicate anterior, separat pentru fiecare perimetru prospectat în cei cinci ani de lucrări de teren (Şt. Airinei, 1953—1957) [1, 2, 3, 4, 5].

Profilele magnetice transversale sunt compuse din cinci familii de curbe, în grupe de cîte trei, reprezentînd variația anomaliei regionale și variația anomaliei locale în cele trei faze de separare, de-a lungul și în corelare cu cinci secțiuni geologice transversale direcțiilor majore structurale din cuprinsul teritoriului prospectat.

Anomalia regională

Anomalia magnetică regională este cauzată — după cum preconizează două lucrări geofizice anterioare [8, 13] — de sectorul platformic baikalian, constituit din prelungirea masei șisturilor cristaline ale compartimentului dobrogean Constanța — Cernavodă — Țăndărei și din corpuri intrusive vechi, infracristaline. Anomalia gravitației arată că fundumentul este fragmentat în blocuri orientate în general SW—NE, care sunt dispuse în trepte cu căderi de la NW spre SE pe flancul carpatic al avant-foselor și de la SE spre NW pe flancul de sud, platformic [10]. De-a lungul treptei de maximă scufundare a fundumentului, se află instalat conturul apical de maximum al anomaliei magnetice regionale [8].

Sînt prezentate trei imagini ale anomaliei magnetice regionale, corespunzătoare rețelelor de separare: $l = \text{km } 1$ (fig. 1); $l = 2 \text{ km}$ (fig. 2) și $l = 4 \text{ km}$ (fig. 3). Din urmărirea succesivă a acestor imagini se poate desprinde: morfologia și tendințele majore ale anomaliei regionale; gradul de separare al anomaliei regionale în raport cu anomalia magnetică ΔZ_a și prezența unor termeni ai anomaliei locale cu surse geologice adînci.

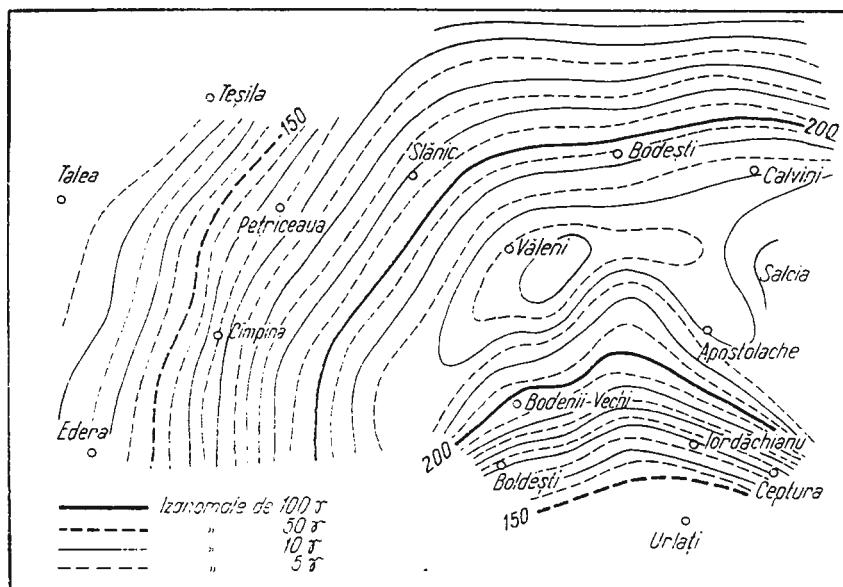


Fig. 1. — Anomalia magnetică regională din Subcarpații Munteniei orientale, separată pentru o rețea pătratică cu latura $l = 1$ km.

Morfologia anomaliei regionale. Imaginea corespunzătoare rețelei cu latura $l = 4$ km (fig. 3), reproduce morfologia cea mai autentică a anomaliei regionale din regiunea prospectată. Ea se prezintă sub forma unui maximum destul de intens (de aproximativ 225γ), alungit pe direcția W—E între văile Buzăului și Teleajenului, și NE—SW între văile Teleajenului și Prahovei. Izanomalele au în general o desfășurare uniformă și cu mers paralel pe porțiuni destul de întinse. Flancurile anomaliei de maximum sunt ușor asimetrice. Desimea izanomalelor este caracterizată de valorile medii ale gradientilor orizontali: $3.0 \gamma/km$ pe flancul de nord, $3.3 \gamma/km$ pe flancul de sud (ambele valori determinate pe segmente din meridianul geografic Urlăți, pornind spre nord și spre sud din axul de simetrie al anomaliei regionale) și $2.8 \gamma/km$ pe flancul de vest (pe segmentul paralelului geografic Văleni de Munte). Zonele cu valorile cele mai mari pentru gradientul orizontal sunt situate pe flancul de sud, $4.0 \gamma/km$ (de-a lungul segmentului Urlăți—Apostolache) și pe cel de vest, $3.8 \gamma/km$ (pe segmentul ce trece prin Cîmpina).

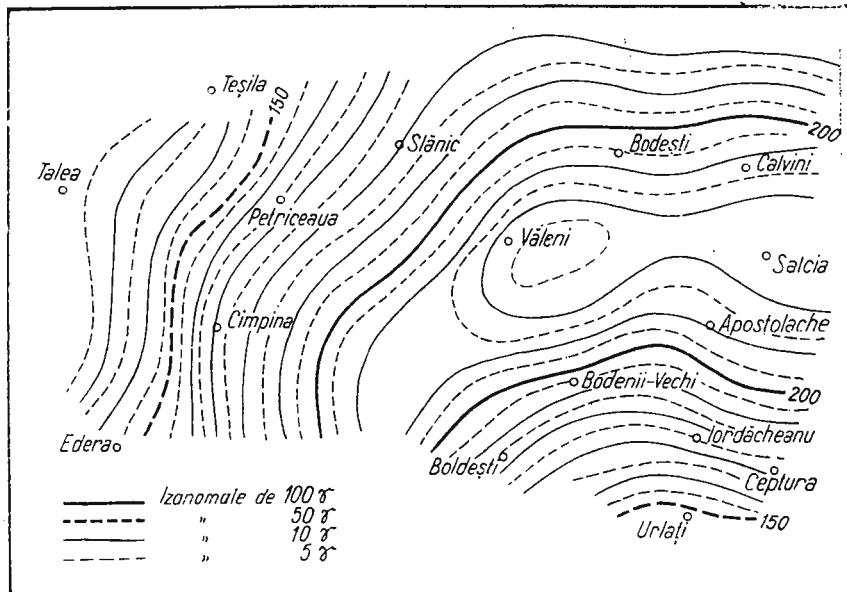


Fig. 2. — Anomalia magnetică regională din Subcarpații Munteniei orientale, separată pentru o rețea pătratică cu latura $l = 2 \text{ km}$.

Gradul de separare a anomaliei regionale în raport cu anomalia magnetică ΔZ_a . Analiza celor trei imagini ale anomaliei regionale (fig. 1, 2 și 3), fixează gradul de separare între cele două clase de anomalii care participă la compunerea anomaliei magnetice ΔZ_a , clasa anomaliei regionale (ΔZ_R) și clasa anomaliei locale (ΔZ_L).

Dat fiind complexitatea structurală a subsolului teritoriului prospectat — confirmată și de lucrările noastre anterioare (§ t. Airinei, 1961, 1962, 1963 și 1964) [6, 7, 8, 9] — admitem că în fiecare punct măsurat, valoarea ΔZ_a este compusă din termeni regionali (clasa: $\Delta Z_{R_1} + \Delta Z_{R_2} + \dots$) și termeni locali (clasa: $\Delta Z_{L_1} + \Delta_{L_2} + \dots$). De aici urmează că fiecărui termen al anomaliei magnetice ΔZ_a îi corespunde cîte o cauză geologică, în contrast de magnetizare, prezentă în substrat pe verticala punctului unde, la suprafață, a fost determinată valoarea sa.

Imaginiile anomaliei regionale întocmite pentru cele trei rețele de separare ($l = 1, 2$ și 4 km), susțin cele enunțate. Se constată cum unele

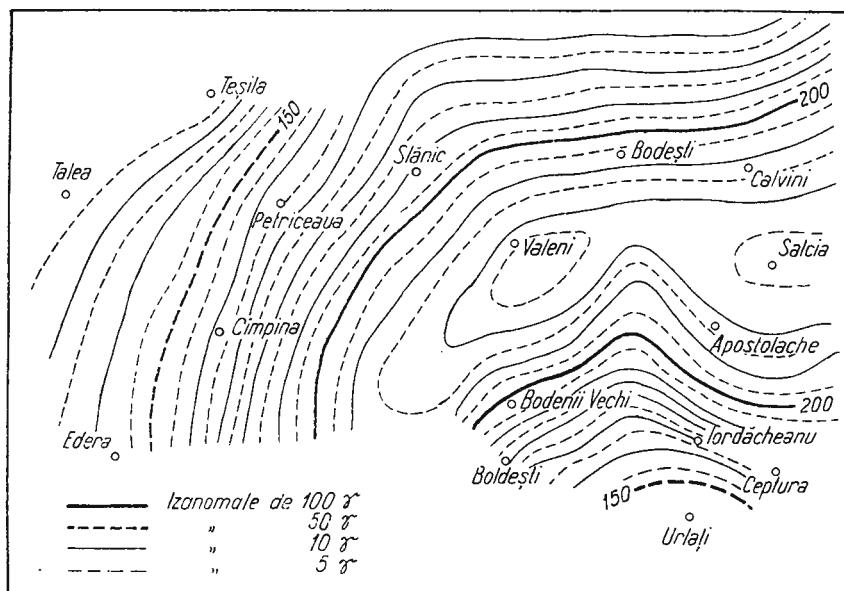


Fig. 3. — Anomalie magnetică regională din Subcarpații Munteniei orientale, separată pentru o rețea pătratică cu latura $l = 4 \text{ km}$.

detalii conținute în imaginile pentru $l = 1 \text{ km}$ și $l = 2 \text{ km}$, inflexiuni de curbe, conture etc., se atenuiază gradat pînă la dispariție în imaginea $l = 4 \text{ km}$.

Prezența anomaliei locale cu surse geologice adînci. Simplificarea imaginei anomaliei regionale cu mărimea parametrului l , face ca termenii regionali intermediari să treacă în clasa anomaliei locale (ΔZ_L), unde, în felul acesta, devin termeni locali cu surse geologice din ce în ce mai adînci.

Imaginile anomaliei regionale oferă exemple din această categorie, deosebit de grăitoare. Astfel, în zona de apex a anomaliei de maximum sunt înregistrate două conture locale, unul închis (la SE de Văleni de Munte) și altul rămas deschis spre est (în dreptul localității Salcia). Conturul Văleni de Munte se atenuiază gradat de la $l = 1 \text{ km}$ la $l = 4 \text{ km}$, în timp ce conturul Salcia se micșorează de la $l = 1 \text{ km}$ la $l = 2 \text{ km}$ și dispare sau se deplasează spre est pentru $l = 4 \text{ km}$. Într-o lucrare anterioară

(Şt. Airinei, 1963) [8], anomalia magnetică de maximum a fost interpretată ca efectul unei mase intrusive infracristaline. Urmează că termenii locali, definiți prin conturele Văleni de Munte și Salcia, ar reprezenta apofize ale acestei mase intrusive sau volume de eruptii diabazice submarine în geosinclinalul alpin.

Anomalia magnetică locală

Anomalia magnetică locală din Subcarpații Munteniei orientale este prezentată sub forma a trei imagini, întocmite ca diferențe între anomalia magnetică ΔZ_a și anomalia regională pentru $l = 1 \text{ km}$ (pl. I), pentru $l = 2 \text{ km}$ (pl. II) și pentru $l = 4 \text{ km}$ (pl. III).

Acstei trei imagini conțin termeni ce aparțin clasei anomaliei locale ($\Delta Z_{L_1} + \Delta Z_{L_2} + \dots$), separate în condițiile impuse de metodă. Pentru facilitarea unui studiu comparativ – în scopul fixării unor orientări generale și speciale, ajutătoare descifrării și localizării surselor geologice care le generează – s-a întocmit un tabel sinoptic (tabelul 1), în care sunt înregistrate în paralel toate anomaliiile locale conținute de aceste trei imagini. Înregistrarea anomalilor s-a făcut în ordinea adoptată pentru anomaliiile locale gravimetrice (Şt. Airinei, 1964) [10], în raport cu cele șapte trepte structurale ale fundamentului (II–VIII). Numărul de ordine al termenilor magnetici locali este menținut același cu al termenilor gravimetrici locali, aşa fel încât să se poată face, în viitor, o paraleлизare ușoară între aceste două categorii de anomalii locale. Numerotarea s-a păstrat chiar și în cazul cînd la termenul gravimetric local nu corespunde un termen magnetic local, lista completindu-se, la finele tabloului, cu termenii magnetici locali pentru care nu corespund termeni gravimetrici locali.

În tabelul 1 au fost consemnate: denumirea anomaliei (poziția ei geografică), semnul termenului local (de maximum sau de minimum), orientarea axei mari a fiecărui contur local (direcțiile lor au fost grupate în patru categorii principale: W–E, N–S, SW–NE și NW–SE), intensitățile fiecărui termen corespunzătoare celor trei situații determinate (citite după pl. I, II și III, la scara 1 : 50.000), și, în fine, indicații speciale, cînd a fost cazul, asupra modificării orientării axei mari, sau a deplasării conturului apical cu adîncimea de investigare (de la $l = 1 \text{ km}$ la $l = 4 \text{ km}$), stergerea, ruperea sau gruparea unor anomalii locale de la o imagine la alta etc.

Cercetarea acestui tabel conduce la stabilirea unor informații esențiale: unele, legate de modificările morfologiei și intensității termenilor



anomaliei locale în raport cu adîncimea de investigare — de la imaginea $l = 1 \text{ km}$ (pl. I), la imaginea $l = 4 \text{ km}$ (pl. III) — altele, ce țin de sistemele de orientare a termenilor anomaliei locale și de rotirile pe care le suportă unele axe de anomalii de la prima, la ultima imagine (pl. I → pl. II → pl. III).

Înainte de a trece la examinarea faptelor geofizice înregistrate în tabelul 1, este bine să facem unele precizări de ordin principal. Laturile rețelelor pătratice pentru care s-au realizat imaginile anomaliei regionale — care, apoi, au fost utilizate la separarea anomaliei locale — sunt, calitativ, dimensiuni relative privind adîncimea pînă la care s-a realizat separarea între termenii din clasa anomaliei regionale și termeni din clasa anomaliei locale. Anomaliiile locale înregistrate de cele trei imagini (pl. I, II și III) reprezintă, succesiv, efectele cauzate de masele geologice din cuvertura sedimentară, aflate în contrast magnetic unele față de altele, de la suprafața solului și pînă la o adîncime aproximativ egală cu lungimea laturei rețelei de separare a efectului regional.

Informații în legătură cu modificarea morfologiei și intensității anomaliei locale cu adîncimea de investigare. Trecerile de la prima la ultima imagine a anomaliei locale se face cu modificări privind atît morfologia cît și intensitatea termenilor săi.

În ceea ce privește evoluția morfologiei anomaliei locale semnalăm că în pl. I sunt înregistrate 146 conture locale, în pl. II, 128 și în pl. III, 122. Explicația acestei descreșteri stă în aceea că unele conture locale sunt sterse, iar altele se contopesc de la prima la ultima imagine.

Termenii anomaliei locale au, în raport cu izolinia de „zero”, valori pozitive și negative. Numărul termenilor de un semn sau de altul și proporția medie între aceste două categorii este ilustrată în tabelul 2. Cercetarea acestui tabel indică o preponderență a termenilor de maximum asupra acelora de minimum și o descreștere numerică proporțională cu adîncimea.

Modificările intensității termenilor locali cu adîncimea de investigare, exprimate în tabelul 1, pot fi urmărite și din situația statistică redată în tabelul 3. Repartitia valorilor maxime, pentru termenii de maximum și de minimum ai anomaliei locale, în cuprinsul celor trei imagini ale sale, indică, calitativ, nivelul la care se situază sursele perturbante care cauzează respectivele efecte de mase mai mult sau mai puțin magnetizate. Astfel, este de presupus că dintre cele 146 conture locale înregistrate în pl. I, 64 au surse apropiate de suprafață; dintre cele 128 conture locale din pl. II, 30 sunt produse de obiective geologice cantonate la un nivel mediu, inferior nivelului surselor anterioare; dintre cele 122 conture locale din pl. III, 52 reflectă efecte ale unor surse geologice adânci.

TABELUL 1

Termenii anomaliei magnetice locale din Subcarpații Munteniei orientale grupați după treptele structurale ale avant-fosei, delimitate regional pe cale gravimetrică, și caracteristicile lor fizice și geometrice.

Treapta structurală	Nr. crt. anomalie	Pozitia geografică a termenului local	Semnul anomaliei	Orientarea axei mari	Intensitatea (γ)				Observații
					1 km	2 km	4 km		
1	sud Tâlca	+	N-S	7	18	7			
2	Rimata	+	SW-NE	13	8	5			
3	Podul Corbului	-	N-S	15	16	17			
4	Securi	-	W-E	17	19	16			
5	sud Teșila	+	W-E	5	4	5			
6	nord Petriceaua	+	SW-NE	8	9	13			
7	nord Schiulești	-	W-E	13	12	8			
8	Plaiu (est Tâlca)								
9	Costișata	-	W-E	6	13	4	Anomalia rămîne deschisă spre vest; este bine reprezentată în $l = 2$ km.		
10	NV Breaza de Sus	+	NW-SE	20	16	22			
11	sud Secăria	±	W-E	6	4	-3			
12	est Secuini	-	W-E	4	17	16	In $l = 1$ km, conturul (12) este unit cu (4)		
13	Ursei	+	SW-NE	13	10	16			

II Treapta Bezdeea-Gomărie



14	Puturosu	+	SW-NE	13	10	16	Axa conturului apical se rotește, cu adincimea, la orientarea N-S.
15	vest Provița de Sus	+	NW-SE	4	11	14	Idem, la orientarea SW-NE.
16	NE Provița de Sus	-	SW-NE	4	-	-	Conturul magnetic (16) este înglobat în conturul magnetic (32)
17	NE Fricoasa	-	SW-NE	4	-	-	Conturul apical se șterge cu adincimea, pozitivindu-se
18	est Breaza de Sus	-	W-E	19	20	22	Conturul gravimetric se află în zona neinterpolată pe valea Prahovei
19	Cimpinița	+	SW-NE	14	12	11	
20	Cornu	-	SW-NE	16	12	17	
21	Brebu	+	SW-NE	4	7	-	In $l = 2$ km conturul apical se desface în două.
22	SE Brăbu	-	SW-NE	15	14	14	
23	SE Petriceaua	+	N-S	17	18	24	
24	vest Slănic	-	SW-NE	12	10	8	
25	Slănic-Măneaciu	-	W-E	6	4	12	
26	Cerașu	+	SW-NE	6	5	2	Pe zona de maximum Râneții - Bătrâni apar trei conture locale
27	Bătrâni	-	W-E	19	24	17	
28	Starchiojd	-	SW-NE	6	5	2	
29	Chiujdu Mic	+	SW-NE	10	7	5	Conturul gravimetric nu are corespondent magnetic
30	sud Rimata	-	SW-NE	6	12	3	Râminele deschise spre SW
31	Provița de Sus	-	NW-SE	6	12	3	Axa conturului se rotește, cu adincimea, de la NW-SE spre N-S.
32	Breaza de Sus	+	W-E	15	12	17	

Subiecte de nord

III. TREAPTA BREAZA MANEACIU-NEHOIU



(Tabelul 1 urmare)

Treapta structurală	Nr. crt. anomalic	Poziția geografică a termenului local	Semnul anomaliei	Orientarea axei mari	Intrusitatea (Y)			Observații
					1 km	2 km	4 km	
33	sud	Șoîrile						
34	Brebu							Conturul gravimetric de minimum este prins în zona magnetică de minimum dintre terenii (19) și (21).
35	Șoîrile		+	SW – NE	15	22	17	
36	est Șoîrile			Conturul gravimetric nu are corespondent magnetic.				
37	vest Petriceaua		–	SW – NE	5	4	2	
38	Petricaua		+	W – E	6	7	8	
39	sud Petriceaua		–	W – E	16	15	15	
40	Bertea		–	W – E	10	9	7	
41	Schiilești		+	SW – NE	11	13	16	
42	Mănciu		+	NW – SE	12	8	7	Conturul rămâne larg deschis spre NV.
43	vest Slonu			Conturul gravimetric nu are corespondent magnetic.				
44	Slonu			idem				
45	nord Rîncezii			idem				
46	est Cerașu		–	N – S	–	5	–	Conturul minimal este prins între două așepe ale conturului maximal (27).
47	SV Bîsca							Conturul gravimetric nu are corespondent magnetic.

Subreapta de nord

III TREAPTA BREAZA MANECIU-NEHOIU



			-	SW-NE	14	12	8
48	Provîța de Jos		+	N-S	15	18	22
49	Gura Drăgănesei		+	N-S	7	17	3
50	Cîmpina		+	N-S	15	15	22
51	Valea Lungă		+	SW-NE	10	8	13
52	Podul Vadului		+	NW-SE	16	11	22
53	NE Cîmpinița		-	N-S	—	—	—
54	SW Prăjani	idem	Conturul gravimetric nu are corespondent magnetic.				
55	est Livada						
56	est Slănic		+	N-S	2	6	11
57	Bughea de Jos		+	SW-NE	6	18	15
58	Văleni de Munte		-	W-E	4	2	3
59	NW Văleni de Munte		+	W-E	4	8	12
60	NE Drajna de Jos		+	SW-NE	4	—	—
61	NE Predeal		-	SW-NE	5	7	4
62	SE Cătina		+	N-S	10	11	14
63	sud Bodești						
64	NW Tîrlești		-	W-E	12	14	8
65	vest Valea Lupului		+	W-E	4	3	—
66	vest Valea Lupului		+	W-E	10	5	5
67	nord Livadea		-	W-E	4	4	—
68	Salina Slănic		—	NW-SE	19	16	12
69	Vărbițu		+	SW-NE	10	12	16
70	Bughea de Sus		—	N-S	8	6	3
71	SW Olteni		—	W-E	5	6	3
72	Teișani						

IV. TREAPTA VALENI DE MUNTE-MLAJUȚ

Subterapa
de SV

III



(Tabelul 1 urmare)

Trăpila structurală	Nr. crt. anomalie	Poziția geografică a termenului local	Semnul anomaliei	Orientarea axeii mari	Intensitatea (γ)			Observații
					1 km	2 km	4 km	
73	NW Teișani	+	SW – NE	8	6	5		
74	Honoriciu	-	NW – SE	6	12	7		
75	Cătunu	-	SW – NE	10	11	13		
76	Poșești	-	SW – NE	8	12	14	In $l = 2$ și 4 km, conturul de minimum prezintă două apexe care nu se suprapun pe cele ale gravitației.	
77	SE Starchiojd							
78	SE Chiojdu Mic	-	SW – NE	10	10	17		
79	Păltineni		Conturul gravimetric nu are corespondent magnetic.					
80	Edera	+	SW – NE	12	14	17	Conturul rămâne deschis spre SW.	
81	Buștenari	+	NW – SE	6	12	4	Conturul se prelungeste spre SW, în direcția Vîlcănești, prin zona neinterpolată.	
82	Trestioara	+	N – S	20	19	23		
83	Melicești	-	NW – SE	20	18	21	Orientarea conturului se modifică cu adâncimea de la NW – SE spre SW – NE.	
84	Cozmina de Jos	-	W – E	13	12	11		
85	Poiana Vărhiului	-	N – S	21	23	14		
86	Vîlcănești	-	W – E	12	14	9		

BUSTENARI-CALVINI-PĂTRILAGELE
IV. TREAPTA VALENI
DE MUNTÉ-MLAJUȚ
SUBREAPTA de SV



87	NW Cocoști	nord Bordeni	+	NW - SE	18	17	21	
88			-	NW - SE	6	5	3	Conturul se prelungeste spre NW in zona ne-interpolata de la Buștenari.
89	NW Pișopeni		-	N - S	4	6	3	
90	Mislea		+	NW - SE	17	22	23	
91	Bobolia		-	NW - SE	25	23	27	Partea de NE a conturului se prelungeste in zona neinterpolata, Cîmpina - Buștenari
92	SV Gura Drăgănesei		+	SW - NE	15	21	23	
93	Copăceni		+	SW - NE	15	18	21	
94	Surani		-	SW - NE	6	4	5	
95	nord Copăceni		+	SW - NE	12	17	16	
96	vest Predeal		+	W - E	7	4	6	
97	vest Surani		+	SW - NE	10	6	14	
98	nord Surani		-	W - E	12	10	9	
99	vest Aricești				Conturul gravimetric nu are corespondent magnetic.			
100	SE Cărbuneti		+	SW - NE	7	6	5	
101	est Aricești		-	SW - NE	8	6	4	
102	SW Cătina		-	W - E	6	13	15	Conturul se deplasează cu adincimea, de la NW spre SE, cu circa 1 km.
103	est Cătina		-	W - E	6	4	5	
104	Valea Lupului		-	NW - SE	6	11	12	Conturul rămîne deschis spre SE.

Subtereptă de NE Subtereptă de SW

V. TRIEPTA BUȘTENARI-CALVINI-PATRILAGELE



(Tabelă 1 urmare)

Treapta structurală	Nr. crt. anomalie	Pozitia geografică a termenului local	Semnul anomaliei	Orientarea axei mari	Intensitatea (γ)			Observații
					1 km	2 km	4 km	
	105	est Călina						
	106	vest Pătrilagile						
	107	Pătrilagile						
	108	Măruntișu						Conturul gravimetric nu are corespondent magnetic.
	109	NE Galvini	—	SW—NE	6	4	2	idem
	110	SW Galvini						idem
	111	Gura Vitoarei	—	SW—NE	20	17	11	
	112	sud Opăriți	+	SW—NE	8	5	2	
	113	Trenu						Conturul gravimetric nu are corespondent magnetic.
	114	sud Galvini	+	W—E	4	10	12	
	115	Măruntișu	+	N—S	10	10	14	
	116	Mălaștei	+	SW—NE	7	10	16	
	117	Măgurele	—	N—S	10	10	9	
	118	Nucet	+	SW—NE	22	31	29	
	119	Matița	—	SW—NE	10	18	16	
	120	Podeni Vechi	+	NW—SE	7	—	—	
	121	est Plopeni	+	W—E	5	7	9	
	122	Măgureni—Urleci						Termenul gravimetric nu are corespondent magnetic.
	123	Tufeni	+	N—S	9	11	15	
	124	Păcureți	—	NW—SE	11	12	16	
	125	Podeni Noi	+	SW—NE	11	18	20	

VI. TRIAPTA MAGURENI
PATRILAGELLE

MAGURELE-MATTA

V. TRIAPTA BUȘTEANARI-CALVINI

SUBREAPLA de SE



Termeni magnetici locali sără corespondenți la termeni gravimetrici locali



(Tabelul I urmare)

Treapta structurală	Nr. crt. anomalie	Poziția geografică a termenului local	Semnul anomaliei	Orientarea axei mari	Intensitatea (γ)			Observații
					2 km	2 km	4 km	
T. IV	147	Cozmina de Sus	+	W-E	12	14	11	Între (23) și (84).
	148	vest Drajna de Jos	+	N-S	6	5	12	Între (72) și (60).
	149	Vârbișiu	-	SW-NE	6	-	-	Între (69) și (82).
T. V	150	vest Bobolia	+	N-S	14	22	16	La vest de (91).
	151	NW Vîlcănești	+	W-E	10	10	12	La vest de (82).
	152	SW Surani	+	W-E	5	10	11	La sud de (61).
	153	Surani	+	NW-SE	11	15	17	La sud de (94).
	154	SW Galvini	+	N-S	5	8	12	Între (101) și (109).
	155	est Valea Lungă	-	W-E	10	9	7	La SW de (92). Axa de orientare se rotește, cu adincimea, de la W-E la NW-SE.
	156	NE Edera	-	SW-NE	16	15	11	La sud de (92).
	157	sud Gura Drăgănesei	-	SW-NE	6	5	3	La SE de (49).
	158	SE Gura Drăgănesei	-	NW-SE	5	-	-	La vest de (150).
	159	SW Bobolia	-	N-S	6	-	-	La SE de (92).

	160	nord Telega	—	N—S	12	8	16	Intre (81) și (50). Axa sa se rotește, cu adin- cimea, de la N—S spre NW—SE.
T. V	161	est Cotofănești	—	W—E	13	4	—	La est de (85).
	162	NW Matița	—	SW—NE	10	—	—	La NW de (112).
	163	SW Surani	—	SW—NE	12	—	—	La sud de (97).
	164	est Edera	+	SW—NE	6	11	8	La sud de (156).
T. VI	165	Podeni Noi	+	N—S	6	13	—	Apicele (165) și (166) sunt înglobate, cu a- dâncimea, de conturul terenului (125).
	166	est Podeni Noi	+	SW—NE	6	5	—	
	167	NW Măgureni	—	W—E	6	—	—	La sud de (91).
	168	est Măgurele	—	W—E	5	4	5	La sud de (118).
	169	Podeni Vechi	—	SW—NE	6	—	—	La est de (120).
	170	SE Podeni Vechi	+	N—S	7	14	12	La SE de (121).
T. VII	171	NW Tătaru	—	SW—NE	6	—	—	La sud de (130).
	172	sud Salcia	—	W—E	10	5	—	Lă SE de (129).
T. VIII	173	Singeru	—	V—E	10	5	—	La est de (131).
	174	NV Ceptura	—	N—S	7	5	5	La est de (135).



TABELUL 2

Termenii de maximum și termenii de minimum ai anomaliei magnetice locale din Subcarpații Munteniei orientale și proporția medie, în procente, între aceste două categorii de termeni.

Anomalia locală pentru :	Număr termeni	Grupe de maximum și de minimum		Proportia între grupe (%)	
		(+)	(-)	(+)	(-)
$t = 1 \text{ km}$	146	75	71	51,37	48,63
$t = 2 \text{ km}$	128	67	61	52,34	47,66
$t = 4 \text{ km}$	122	64	58	52,46	47,54

TABELUL 3

Variația valorilor maxime ale termenilor anomaliei magnetice locale din Subcarpații Munteniei orientale, cu adâncimea de investigare.

Termenii de maximum și de minimum cu valori absolute maxime	Imaginea anomaliei locale	$t = 1 \text{ km}$		$t = 2 \text{ km}$		$t = 4 \text{ km}$	
		(+)	(-)	(+)	(-)	(+)	(-)
Termeni prezenți în pl. I, II și III		15	26	12	16	37	15
Termeni prezenți în pl. I și II		3	3	2	—	—	—
Termeni prezenți numai în pl. I		6	11	--	--	--	--
Totalul termenilor anomaliei magnetice locale cu valori absolute maxime		24	40	14	16	37	15
Ponderea în raport cu totalul termenilor anomaliei locale		16,43	27,39	9,58	10,95	25,34	10,31

Informații în legătură cu sistemele de orientare ale axelor de simetrie ale termenilor anomaliei locale. Sistemul de orientare al axelor mari aparținând termenilor anomaliei locale este redat de clasele : SW—NE, W—E, N—S și NW—SE. Tabelul 4 ilustrează cantitativ numărul și ponderea fiecărei clase menționate, iar fig. 4 indică orientările reale ale acestor 146 conture anormale înregistrate în harta anomaliei locale pentru $t = 1 \text{ km}$.



TABELUL 4

Clasele sistemelor de orientare ale axelor mari ale termenilor anomaliei magnetice locale pentru $l = 1 \text{ km}$, din Subcarpații Munteniei orientale.

Clasa	Numărul de termeni aparținând clasii	Pondera clasei (%)
SV – NE	59	40,41
V – E	42	28,76
N – S	25	17,12
NV – SE	20	13,71
	146	100,00

Termenii cuprinși în prima și ultima clasă au, după cum se poate vedea din fig. 4, valori cuprinse în intervalele limitate de orientările W – E și N – S. Semnificația geologică a acestor clase de orientări are o valoare deosebită de importantă, fiind în legătură directă cu sistemele structurale din substratul regiunii.

Analiza celor trei imagini ale anomaliei locale din pl. I, II și III, stabilește că stilul de ansamblu al orientării conturelor locale se menține același (direcția SW – NE, preponderentă și direcția W – E, subordonată). Totuși, sunt de remarcat și termeni care își modifică orientarea axei mari cu adîncimea sau întreg conturul lor se deplasează pe orizontală de la o imagine la alta. Astfel, exceptând rotirile mici care nu modifică clasa conturului anomal, sunt de menționat șase termeni locali (numerotați cu 14, 15, 31, 56, 83 și 138), care, datorită rotirilor accentuate, trec, cu adîncimea, de la o clasă la alta. De remarcat, este că acești termeni se găsesc mai ales în partea de NW a lucrării și că orientările conturelor pentru sursele geologice adinchi indică trecerea lor de la clasele NW – SE, W – E și N – S, la clasele SW – NE, N – S și NW – SE.

O apreciere mai riguroasă cuprinzând global toate modificările suferite de orientările axelor mari, reflectate în orientările izanomalelor termenilor anomaliei locale, în raport cu adîncimea de investigare, este conținută de cele trei „Imagini Lauterbach”, din fig. 5. Diagramele A, B și C, redactate după metoda propusă de W. Buchheim și R. Lauterbach (1953) [11], corespund anomaliei locale pentru $l = 1 \text{ km}$.



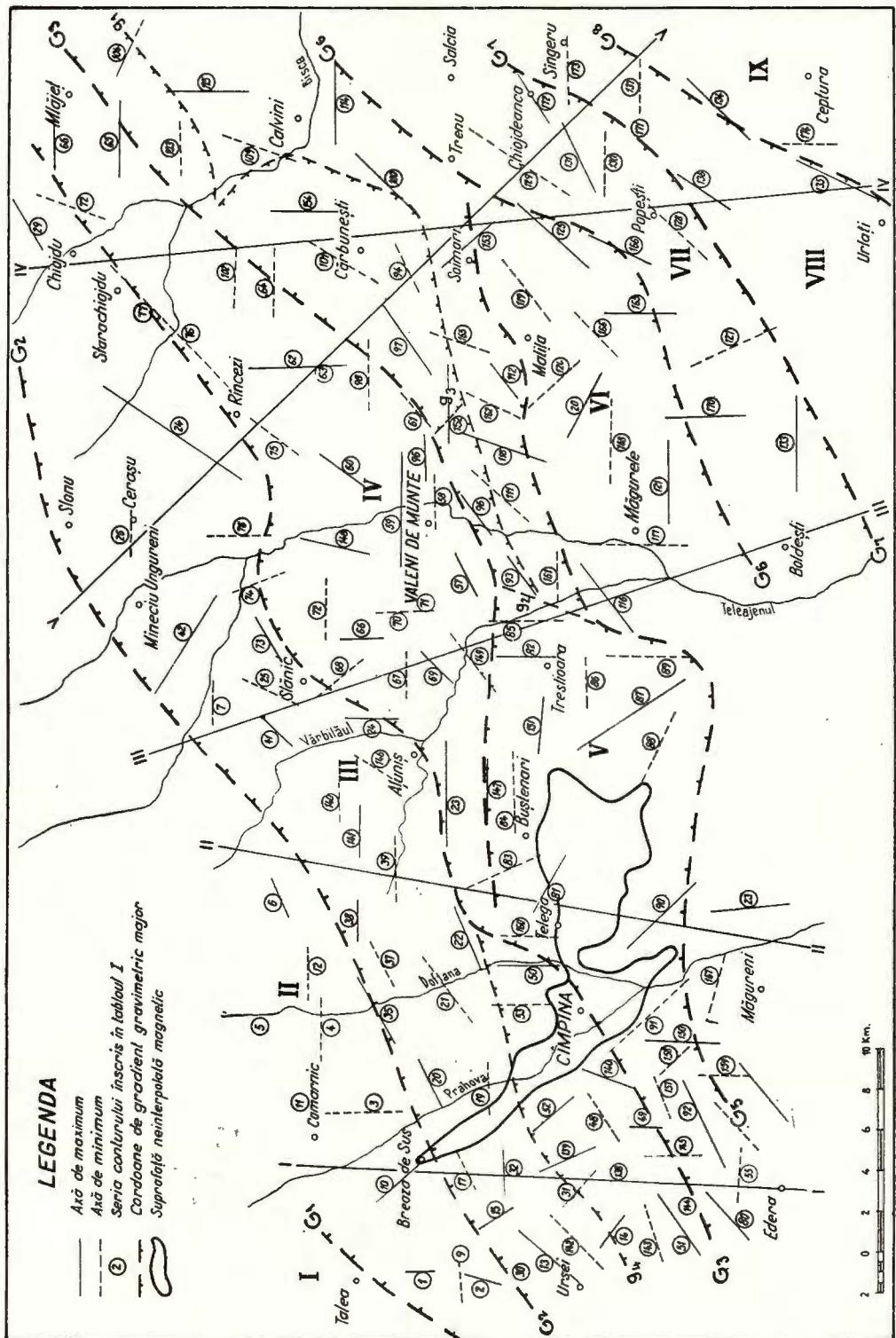


Fig. 4. — Schemă reprezentând sistemele de orientare ale axelor mari aparținând termenilor anomaliei locale din Subcarpații Munteniei
orientale (după harta pentru $l = 1$ km).

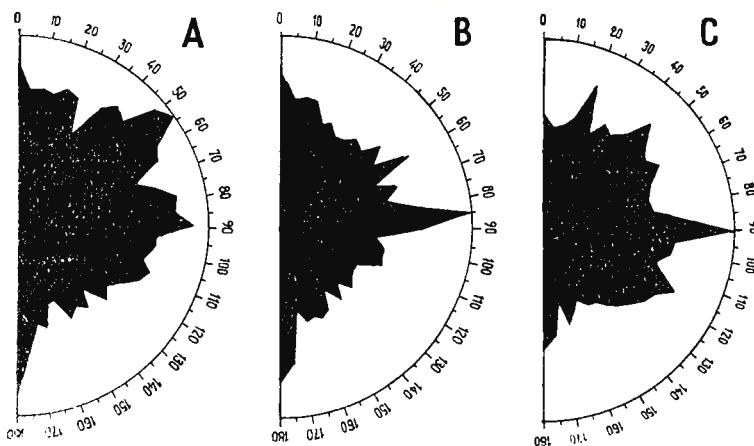


Fig. 5. — „Imaginile Lauterbach” privind direcțiile preferențiale ale termenilor anomaliei magnetice locale din Subcarpații Munteniei orientale. A, pentru $l = 1$ km; B, pentru $l = 2$ km; C, pentru $l = 4$ km.

(pl. I), $l = 2$ km (pl. II) și $l = 4$ km (pl. III)¹⁾. Din aceste diagrame se desprind cinci direcții preferențiale, care au ponderi diferite de la o imagine la alta. Aceste direcții au următoarele orientări în diagramele A, B și C.

	A	B	C
I	SV 55° NE	SV 60° NE	SV 45° NE
II	V 90° E	V 85° E	V 90° E
III	N – S	N – S	N – S
IV	NV 110° SE	NV 110° SE	NV 115° SE
V	SV 20° NE	SV 15° NE	SV 20° NE

Informații în legătură cu variația zonelor de maximum și de minimum cu adineimea de investigare. Termenii de maximum și de minimum

¹⁾ „Imaginile Lauterbach” au fost întocmite pentru direcțiile tangentelor citite în 14.729 puncte situate la echidistanță de 0,5 km, pe izanomalele hărților anomaliei locale. Statistica direcțiilor a fost calculată pentru intervale de 5°, iar construirea lor s-a realizat în semicercul din dreapta.

ai anomaliei locale din Subcarpații Munteniei orientale sunt grupați în zone de maximum și de minimum, mai mult sau mai puțin unitare, de formă bidimensională, având orientarea generală SW—NE, conform direcțiilor structurilor majore ale formațiunilor geologice din regiune. Conturele acestor zone — rezultate la intersecția suprafetei de nivel, curbe, de ordin superior, a anomaliei regionale și suprafetei și mai complexe a anomaliei magnetice ΔZ_a — prezintă variații sensibile cu adâncimea de investigare. Urmele acestor intersecții — reprezentate prin izanomalele „zero” a fiecarei hărți a anomaliei locale — sunt reproduse în fig. 6, iar suprafetele circumscrise de ele, în km^2 , sunt înregistrate în tabelul 5.

TABELUL 5

Suprafetele zonelor de maximum și de minimum, în km^2 , ale anomaliei magnetice locale din Subcarpații Munteniei orientale

Semnul zonei anomaliei locale	Suprafetele în km^2		
	$l = 1 \text{ km}$	$l = 2 \text{ km}$	$l = 4 \text{ km}$
(+)	1 084,0	1 153,9	1 198,1
(-)	942,0	872,1	827,9
Diferențele între zonile de maximum și zonile de minimum	142,0	281,8	370,2
Variația procentuală a zonelor de maximum și de minimum, cu adâncimea de investigare, în raport cu suprafața prospectată (2026 km^2). Zona neinterpolată = $61,3 \text{ km}^2$.	(+)	53,50	56,95
	(-)	46,50	43,05
			59,13
			40,87

Este de remarcat sensul unic de creștere a suprafetelor zonelor de maximum și de descreștere a suprafetelor zonelor de minimum cu adâncimea de investigare. Astfel : de la adâncimea reprezentată prin $l = 1 \text{ km}$, la adâncimea indicată de $l = 2 \text{ km}$, suprafața zonei de maximum crește,



iar suprafața zonei de minimum descrește cu 3,45%, în timp ce de la $l = 2 \text{ km}$ la $l = 4 \text{ km}$, aceleasi zone cresc și descreșc numai cu 2,18%.

Valoarea variației suprafețelor de maximum și de minimum, nu este de natură să modifice forma și orientările preferentiale ale zonelor de

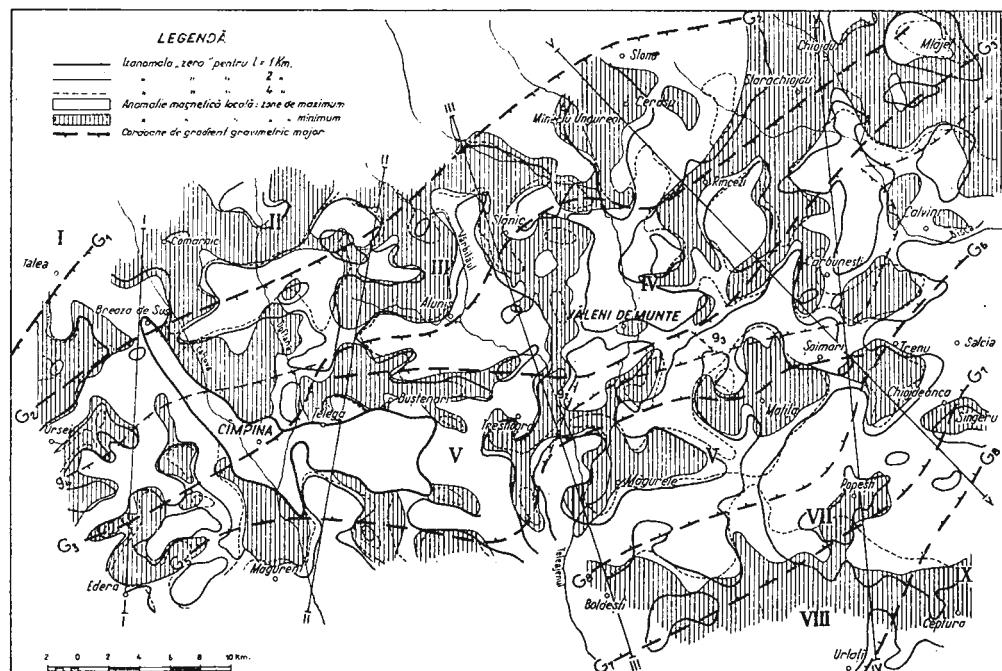


Fig. 6.— Schemă reprezentând variația, cu adincinție, a zonelor magnetice de maximum și de minimum din Subcarpații Munteniei orientale.

maximum și de minimum (fig. 6). Această situație arată că zonele de maximum și de minimum corespund unor structuri sau ansamble de structuri geologice majore, prezente în substratul regiunii pînă la adîncimi mari. Deoarece, din 146 conture magnetice locale, 113 conture corespund la conture gravimetriche locale, se poate considera că structurile sau ansamblurile de structuri majore reprezentate prin zonele de maximum și de minimum, se succed, ca și conturele locale gravimetriche, de la NW spre SE și de la SE spre NW, avînd o distribuție simetrică în raport cu tectonica fundamentului schematizată de cordoanele de gradient major (Şt. A i r i n e i , 1964) [9].

Zonele magnetice de maximum și de minimum sunt mai puțin unitare decât zonele de maximum și de minimum gravimetrice. Aceste fapte se

datorează semnelor diferite pe care le pot avea termenii cuplați ai anomaliei locale magnetică și gravimetrică [8].

În fine, ar mai fi de semnalat că un număr mic de conture locale se deplasează cu adâncimea de investigare. Așa ar fi conturele notate cu 2, 102, 155 și 160, care se deplasează de la E → W, NW → SE, W-E → NW-SE și N-S → NW-SE.

Profile magnetice transversale structurilor geologice

Sunt prezentate cinci familii de profile magnetice, transversale formărilor geologice de la suprafață din regiunea prospectată, în scopul desprinderii gradului de corelare a diversilor termeni ai anomaliei magnetice ΔZ_a , cu termenii structurali cunoscuți ai depozitelor sedimentare. Termenii anomaliei magnetice ΔZ sunt reproduși, în paralel, de trei profile pentru anomalia regională (ΔZ_R) și trei profile pentru anomalia locală (ΔZ_L), extrase după hărțile corespunzătoare laturilor $l = 1, 2$ și 4 km (pl. I, II și III). Termenii structurali sunt schematizați în secțiuni geologice întocmite după Harta geologică a R.P.R., scara 1 : 100.000, foaia Văleni de Munte, în redacția M.I.P.Ch., 1956.

Profilul I. Acest profil (fig. 7) se află situat în partea de vest a lucrării. El are orientarea SSW—NNE și este cuprins între localitățile Edera și Comarnic, străbătând, pe o lungime de aproape 26 km, de la sud spre nord, următoarele structuri geologice majore: sinclinalul mio-pliocen de Valea Lungă, zona cutelor mio-paleogene, sinclinalul de Slănic și partea externă a flișului cretacic.

Curbele anomaliei regionale — independent de valorile ΔZ pe care le înregistrează de-a lungul profilului în cele trei ipoteze de separare — nu marchează efecte privind grosimea sedimentului din avantfosă, ci reprezintă forma și gradul de magnetizare al fundamentului cristalin, inclusiv zona periferică din vest a volumului de roci intrusive.

Curbele anomaliei locale indică, în toate cazurile, o succesiune de termeni de maximum și de minimum, cu intensități cuprinse între +24 și -15 γ. Atât morfologia cât și intensitatea termenilor locali se modifică cu adâncimea de investigare.

Termenii de minimum sunt situați astfel: pe flancul de sud (155) și (144) și pe flancul de nord (145) al sinclinalului de Valea Lungă; în zona cutelor mio-paleogene (Vf. Sultanul) (31); pe flancul sudic al sinclinalului de Slănic (17). Dacă se ține seama de prezența masivelor de sare care în general dau efecte de minimum [7, 14], și de orizonturile magnetice reper,



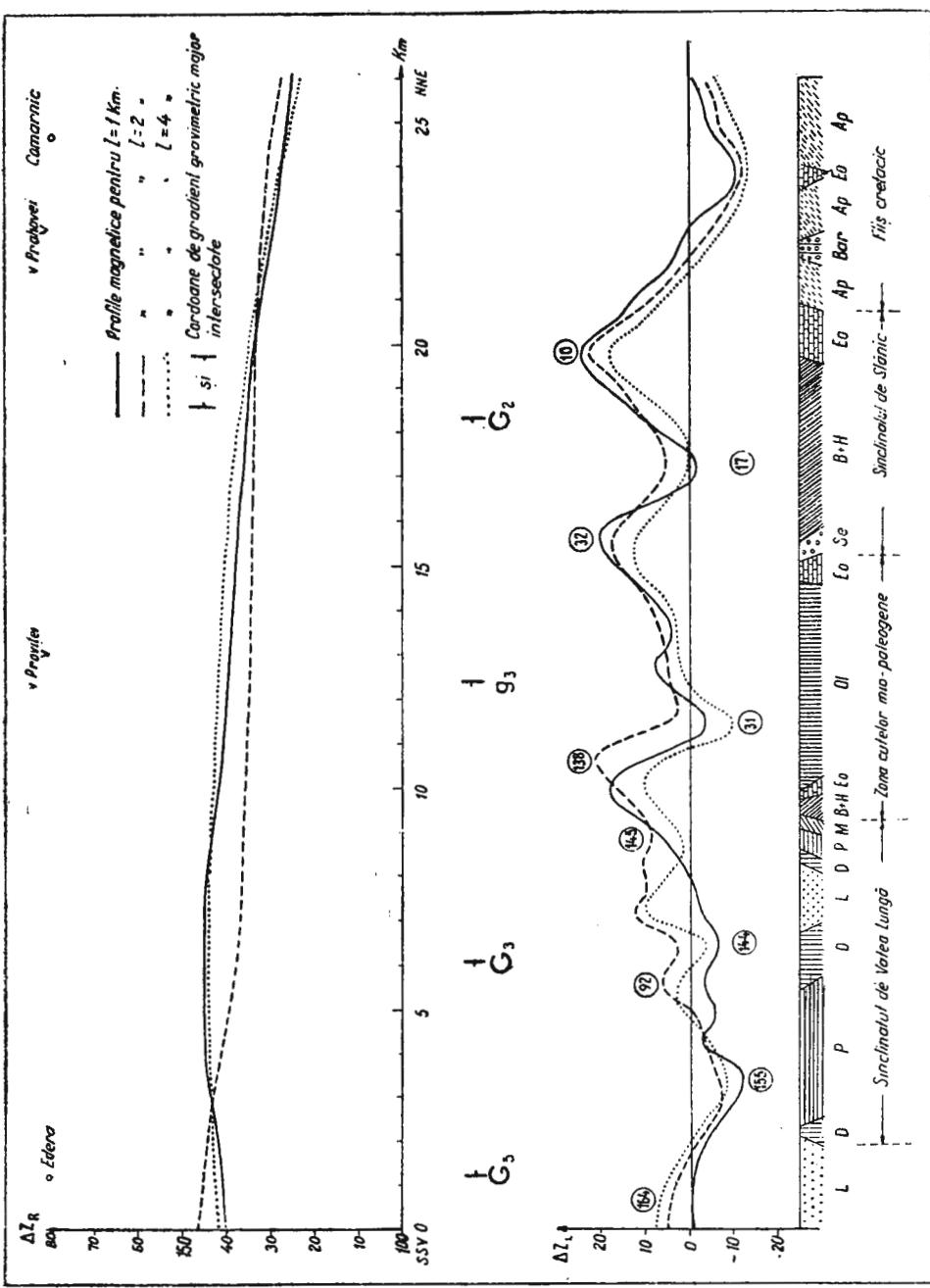


Fig. 7. — *Profilul I.* Variatia anomaliei magnetice regionale și locale, cu adincimea de investigare, între localitățile Edera și Comarnic.

Sectiunea geologică: L. Ierăvităin; D. Dacian: P. Pontian; M. Meotian; B + H. Burdigalian și Helvetian; OI. Oligocene: Eq. Eocene; Sn. Senonian; AP. Aptian; Br. Barremian

situate, după A. I. Costa — Foru și colab. (1961) [12], în Ponțianul inferior, Meoțian, la limita Meoțian/Sarmațian, Helvețian și Albian, care au o susceptibilitate magnetică ridicată, deci produc efecte de maximum, semnificația geologică posibilă sugerată de acești termeni poate fi dată fie de prezența unor acumulații de sare, fie de unele variații de facies cu o susceptibilitate magnetică scăzută.

Termenii de maximum încadrează pe cei de minimum, reprezentând pe acest profil extinderea spre suprafață a formațiunilor magnetice reper situate la sud de sinclinalul de Valea Lungă (164), în cuprinsul sinclinalului de Valea Lungă (92), în zona mio-paleogenă (138) și pe flancurile de sud și de nord ale sinclinalului de Slănic (17) și (10).

Profilul II. Profilul (fig. 8) se află în jumătatea vestică a lucrării. El are orientarea SSW—NNE, o lungime de aproximativ 27 km, trece prin localitățile Urlata — Telega — Melicești — est Petriceaua și străbate, de la sud spre nord, următoarele structuri majore: zona cutelor diapire, monoclinul pliocen de Buștenari, pintenul de Văleni, cuveta de Melicești, pintenul de Homoriciu, sinclinalul de Slănic și partea externă a flișului cretacic.

Curbele anomaliei regionale, sub forma unui maximum foarte aplatizat și cu valori pînă la 90 γ, indică efectul fundamentului cristalin și al maselor intrusivе infracristaline.

Curbele anomaliei locale sunt constituite dintr-o succesiune de termeni de maximum și de minimum, cu intensități cuprinse între +24 și -19 γ. Atât morfologia cât și intensitatea termenilor locali se modifică cu adîncimea de investigare.

Termenii de minimum au următoarea așezare: în regiunea de trecere de la cuveta de Melicești la pintenul de Văleni (83) și pe flancul de nord al sinclinalului de Slănic (39). Semnificația lor geologică poate să corespundă interpretării dată conturelor locale gravimetrice conjugate [10].

Termenii de maximum încadrează pe cei de minimum și corespund la depozite magnetice reper extinse în suprafață și uneori în adîncime: în partea de sud a monoclinului de Buștenari (90), în cuveta de Melicești (81) și în zona externă a flișului cretacic (141).

Profilul III. Acest profil (fig. 9) împarte aproximativ în jumătate teritoriul prospectat. Orientarea sa este SSE—NNW și are o lungime de circa 40 km. Trece prin localitățile Boldești—Poiana Vărbilău—Slănic și străbate, de la sud spre nord, următoarele structuri majore: zona cutelor diapire și cutelor falii, cuveta de Trăstioara, printenul de Văleni, sincli-



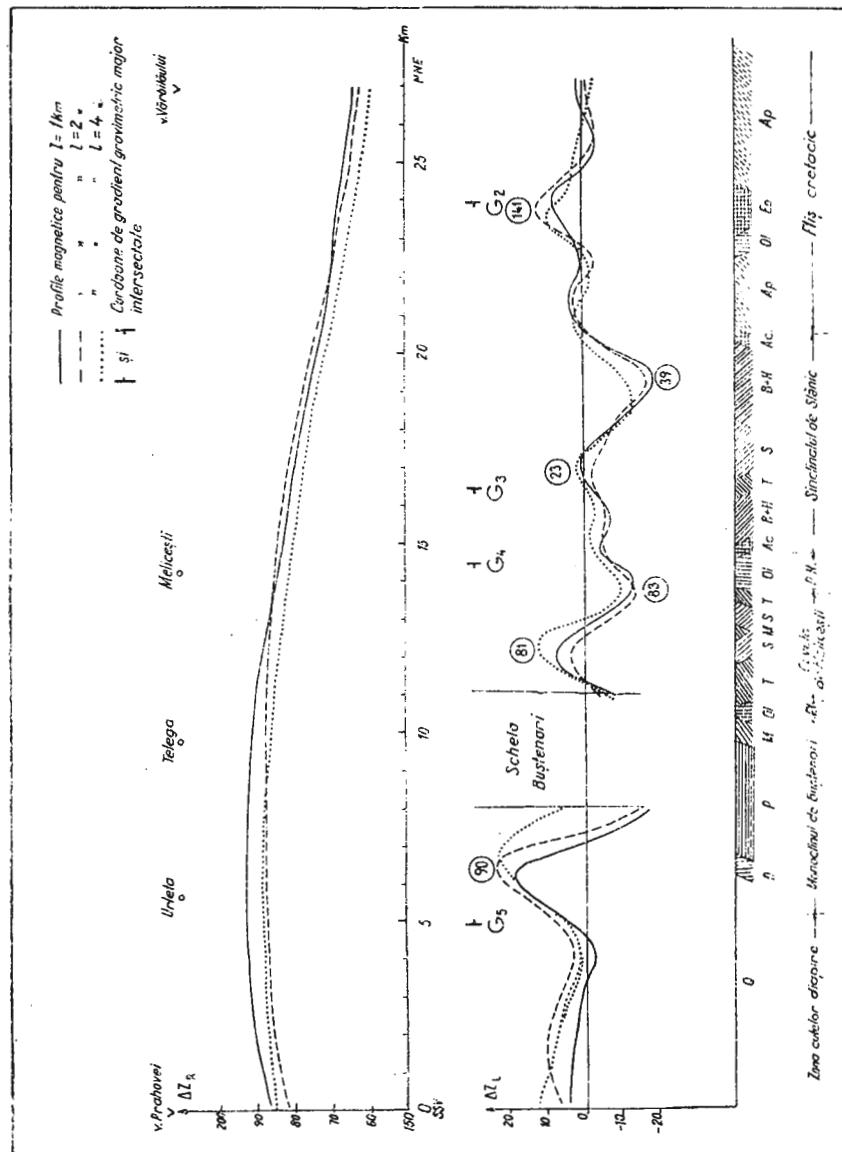


Fig. 8. — *Profilul II. Variatia anomaliei magnetice regionale si locale cu adinccimea de investigare, intre localitatile Urletă—Telegra—Melicești—Petricaua.*

Sectiunea geologica: Q, Ciumărna; L, Levantin; D, Dacian; P, Pontian; M, Meotian; S, Staromatian; B + H, Burdigalian + Helvetian; Ac, Acritian; Ol, Oligogen; Eo, Eocene; Ap, Aptian; P, H., Pintenul de Homordeiu; P. V., Pintenul de Valeni.

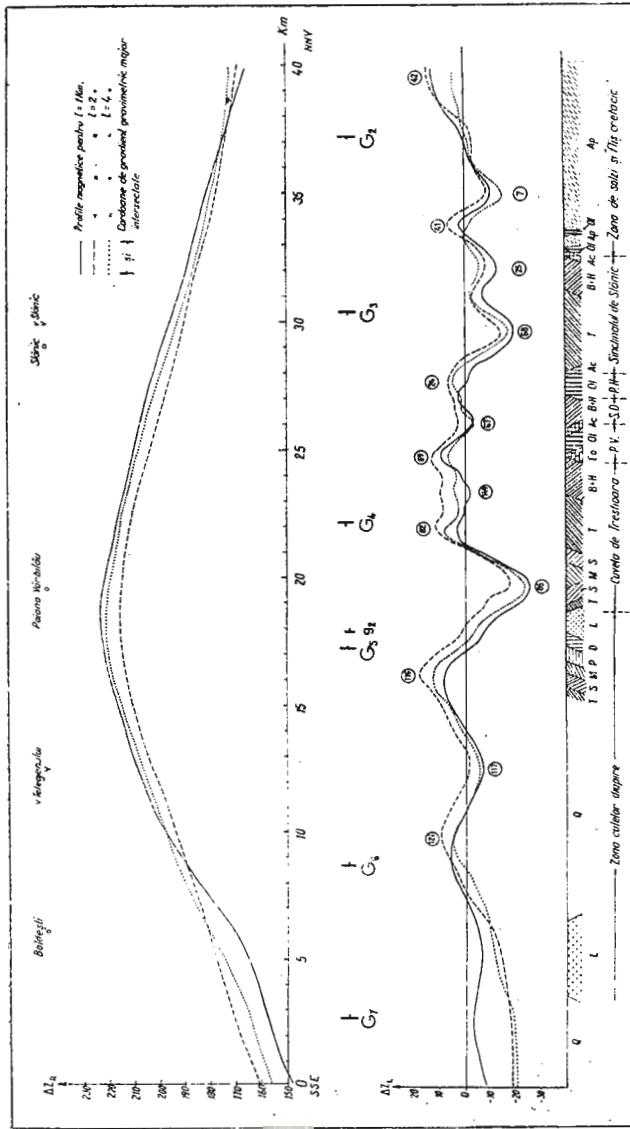


Fig. 9.— Profiliul III. Variația anomaliei magnetice regionale și locale, cu adâncimea de investigare, între localitățile Boldești—Poiana Vărgărești—Sănic.

Sectiunea geologică: Q, Ciumărari; L, Levantin; D, Daclan; P, Pontian; M, Meotian; S, Sarmatian; T, Tortonian; B + H, Purdighian + Helvetian; O, Oligocene; Eo, Eocene; Ap, Aptian; P.V., piatră de Valea; S.D., sinclinalul de Brajna; P.H., pînțelul de Honnorciu.

nalul de Drajna, pintenul de Homoriciu, sinclinalul de Slănic, „zona de solzi” și flișul cretacic.

Curbele anomaliei regionale ating valori pînă la 225γ . Ele marchează zona rocilor din fundamente și al intruziunilor intens magnetizate.

Curbele anomaliei locale înregistrează o succesiune de termeni de maximum și termeni de minimum, cu intensități cuprinse între $+19$ și -25γ .

Termenii de minimum au de la sud spre nord următoarea așezare: în zona cutelor diapire (117), cuveta de Trăstioara (85) și (149), sinclinalul de Drajna (67), sinclinalul de Slănic (68) și (25) și în zona externă a flișului cretacic (7). Din punct de vedere geologic acești termeni corespund unor zăcăminte de sare cunoscute (85) și (68), pot fi efectul unor zăcăminte de sare necunoscute încă, sau corespund unor zone slab magnetizate situate între orizonturi-reper cu proprietăți magnetice pregnante.

Termenii de maximum încadrează termenii de minimum. Ei sunt situați în zona cutelor diapire (14) și cute-falii (116), pe flancul de nord al cuvetei de Trăstioara (82), pintenul de Văleni (69), flancul de sud al sinclinalului de Slănic (24), „zona de solzi” (41) și flișul cretacic (42). Acești termeni corespund la sedimente din orizonturi magnetice-reper aflate fie la suprafața solului, fie la adîncimi variabile, acoperite cu sedimente slab magnetizate.

Profilul IV. Profilul (fig. 10) taie de la sud spre nord, oblic pe structurile geologice, treimea estică a teritoriului prospectat. El are o lungime de aproximativ 44 km și trece prin localitățile Urlați – Popești – Șoimari – Chiojdă și străbate următoarele structuri majore: zona cutelor diapire și zona cutelor falii, cuveta de Șoimari – Calvini, pintenul de Văleni, sinclinalul de Drajna și partea sudică a pintenului de Homoriciu.

Curbele anomaliei regionale, cu ramuri aproape simetrice, ating valori pînă la 225γ . Ele marchează gradul de intensitate al rocilor cristaline ale fundamentei, inclusiv masele infracristaline de natură intrusivă.

Curbele anomaliei locale prezintă o succesiune de termeni de maximum și de minimum, cu intensități cuprinse între $+24$ și -18γ .

Termenii de minimum au de la sud spre nord următoarea așezare: în zona cutelor diapire și cutelor-falii (174) și (128), în cuprinsul cuvetei de Șoimari – Calvini (129) și (64), și pe flancul de sud al sinclinalului de Drajna. Semnificația geologică a acestor termeni poate fi, ca și în cazul profilelor precedente, legată fie de prezența unor acumulații de sare în formațiuni sedimentare inferioare acelora, cărora, pe secțiune, le

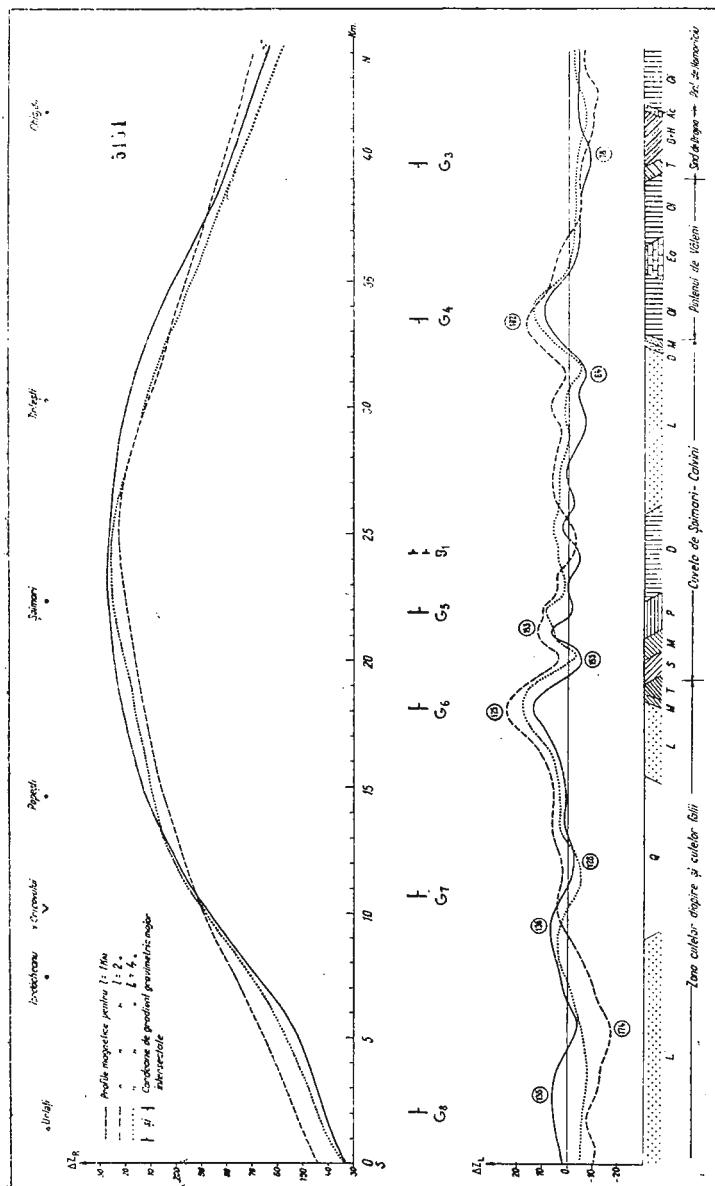


Fig. 10.- *Profilul IV. Variată anomalei magnetice regionale și locale, cu adincimea de investigare, între localitățile Uriati – Poșeti – Șoimari – Chiojdu.*
 Secțiunea geologică : Q, Cuaternar ; L, Levantur ; M, Meotian ; T, Sarmatian ; B + II, Burdigalian + Helvetician ;
 Ac, Acritanian ; O1, Oligocene ; Eo, Eocene

corespond minimele, fie unor orizonturi din sedimente foarte puțin magnetizate.

Termenii de maximum încadrează termenii de minimum. Ei corespund la orizonturi magnetice-reper situate fie la suprafață, fie acoperite stratigrafic sau tectonic cu depozite mai recente slab magnetizate: în zona cutelor diapire și cutelor falii (135), (136) și (125), în cuveta de Șoimari — Calvini (153) și pe flancul de sud al pintenului de Văleni (102).

Profilul V. Profilul (fig. 11) străbate ortogonal, pe o lungime de peste 40 km, structurile din partea estică a lucrării, întreținându-se cu profilul IV în dreptul localității Șoimari. Are orientarea SE—NW, trece prin localitățile Tătaru — Șoimari — Rîncezi — Cerașu și străbate următoarele structuri geologice majore: zona cutelor falii, cuveta de Șoimari — Calvini, pintenul de Văleni, Sinclinalul de Drajna, pintenul de Homoriciu, sinclinalul de Slănic, „zona de solzi” și partea externă a flișului cretacic.

Curbele anomaliei regionale înregistrează o creștere maximă, în jur de 225 γ, în dreptul cuvetei de Șoimari — Calvini și pintenului de Văleni. Ele au un mers descrescător de la SE spre NW, marcând un fundal mai puțin magnetizat în substratul cuvetei de Slănic — flișul cretacic.

Curbele anomaliei locale prezintă o succesiune strânsă de termeni de maximum și termeni de minimum, cu intensități cuprinse între +22 și -16 γ.

Termenii de minimum sunt situați astfel: în zona cutelor-falii (131), pe flancurile de sud (129) și de nord (94) ale cuvetei de Șoimari — Calvini, pe flancul de sud al pintenului de Văleni (98), în sinclinalul de Drajna (175) și în sinclinalul de Slănic (26). Semnificația geologică a acestor termeni este asemănătoare acelora din profilul IV intersectat sau a termenilor gravimetrici conjugați [10].

Termenii de maximum încadrează termenii de minimum. Ei corespund la orizonturi magnetice-reper situate fie la suprafață, fie acoperite stratigrafic sau tectonic cu depozite mai recente slab magnetizate: în zona cutelor-falii (153) și (97), pintenul de Văleni (62—63) și pintenul de Homoriciu (27).

Analiza numerică a anomaliei magnetice ΔZ_a din Subcarpații Munteniei orientale

Relații deduse statistic din profilele transversale studiate. Vom reproduce relațiile stabilite prin sintetizarea analizelor cantitative privind structura anomaliei magnetice ΔZ_a , de-a lungul profilelor transversale,



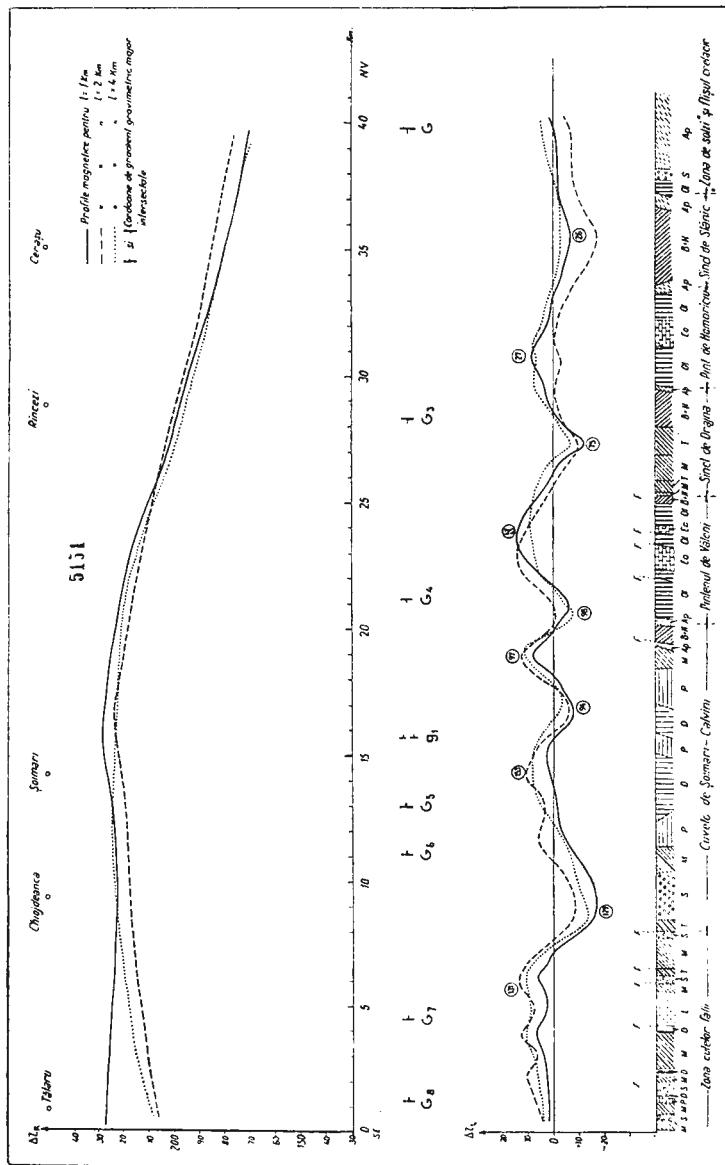


Fig. 11. — *Profilul V. Variatia anomaliei magnetice regionale si locale, cu adincredere de investigare, intre localitatile Tătaru—Soinari—Runczei—Cerașu.*

Sectiunea geologică : L, Levantin; D, Dacian; P, Pontian; M, Meotian; S, Sarmatian; T, Toronian; B + H, Burdigalian + Helveian; Ac, Acvitanian. OI, Oliocen; Eo, Eocene; Sn, Santonian; Ap, Aptian.

sub o formă simplificată față de forma sub care au fost publicate într-o lucrare anterioară [8] :

pentru $l = 1 \text{ km}$.

$$\Delta Z_a \simeq 0.9946 \Delta Z_R + 0.0318 \Delta Z_L \quad (1)$$

pentru $l = 2 \text{ km}$.

$$\Delta Z_a \simeq 0.9888 \Delta Z_R + 0.0350 \Delta Z_L \quad (2)$$

pentru $l = 4 \text{ km}$.

$$\Delta Z_a \simeq 0.9838 \Delta Z_R + 0.0427 \Delta Z_L \quad (3)$$

Suma supraunitară a coeficienților numerici ai relațiilor (1), (2) și (3) provine din valoarea procentuală a termenilor ΔZ_R , obținută printr-o mediere cu aport pozitiv pentru majoritatea punctelor rețelelor folosite.

Din analiza comparativă a relațiilor (1), (2) și (3) se constată, așa cum era de așteptat, că valoarea procentuală a termenului ΔZ_R , scade proporțional cu creșterea rețelei (99,46%; 98,88%; 98,38%), în timp ce valoarea procentuală a termenului ΔZ_L crește proporțional cu creșterea lățurei rețelei (3,18%; 3,50%; 4,27%). Micșorarea termenului ΔZ_R , de la prima la ultima rețea, este de 1,08%, iar creșterea termenului ΔZ_L este de 1,09%.

Relații deduse statistic din rețelele de separare. Pentru o mai bună apreciere cantitativă a structurii anomaliei magnetice ΔZ_a — relațiile (1), (2) și (3) provenind din studiul statistic al unui număr relativ redus de puncte înșiruite echidistant de-a lungul profilelor care traversează anomaliiile locale cele mai caracteristice și totodată cele mai intense — s-a întreprins o analiză care a urmărit să cuprindă întreg teritoriul prospectat și să obțină valori medii pentru fiecare termen, într-un număr cît mai mare de puncte uniform repartizate în suprafață. Au fost utilizate valorile rețelelor calculate în cele trei ipoteze de separare a anomaliei regionale și locale. Rezultatele sunt sintetizate în tabelul 6.

Valoarea medie a anomaliei magnetice ΔZ_a — provenită din harta componentei magnetice verticale (ΔZ) corectată de cîmpul geomagnetic normal — calculată pentru întreaga suprafață prospectată în cele 3678 puncte de separare a anomaliei locale (ΔZ_L), este 193,87 γ .



TABELUL 6

Valorile medii ale anomaliei magnetice regionale (ΔZ_R) și anomaliei magnetice locale (ΔZ_L) din Subcarpații Muntenie orientale, calculate pentru punctele rețelelor de separare.

Latura rețelei (km)	Anomalia regională (ΔZ_R)		Anomalia locală (ΔZ_L)		Valoarea medie a ΔZ_a (γ)
	Numărul de puncte cal- culate în rețea	Valoarea medie (γ)	Numărul de puncte calculate în rețea	Valoarea medie (γ)	
1	1 283	192,54	3 678	4,24	196,78
2	428	188,57	3 678	5,36	193,93
4	121	184,92	3 678	6,42	191,34

Plecind de la valorile medii determinate pentru ΔZ_R și ΔZ_L , se pot scrie următoarele relații:

pentru $l = 1 \text{ km}$

$$\Delta Z_a \simeq 0.9931 \Delta Z_R + 0.0219 \Delta Z_L \quad (4)$$

pentru $l = 2 \text{ km}$

$$\Delta Z_a \simeq 0.9727 \Delta Z_R + 0.0277 \Delta Z_L \quad (5)$$

pentru $l = 4 \text{ km}$

$$\Delta Z_a \simeq 0.9538 \Delta Z_R + 0.0331 \Delta Z_L \quad (6)$$

Termenii ΔZ_R și ΔZ_L trebuie priviți ca serii de termeni, care împreună compun anomalia magnetică ΔZ_a .

Din coeficienții numerici ai acestor relații — rezultați procentual în raport cu valoarea ΔZ_a considerată 100% — se constată că valoarea termenului ΔZ_R scade proporțional cu creșterea rețelei (2,04% de la $l = 1 \text{ km}$ la $l = 2 \text{ km}$ și 1,89% de la $l = 2 \text{ km}$ la $l = 4 \text{ km}$), în timp ce valoarea termenului ΔZ_L crește proporțional cu creșterea rețelei (0,58% de la $l = 1 \text{ km}$ la $l = 2 \text{ km}$ și 0,54% de la $l = 2 \text{ km}$ la $l = 4 \text{ km}$). Sensul modificării valorilor procentuale, de scădere sau de creștere, reprezintă tocmai trecerea unor termeni dintr-o serie în alta, respectiv, în sens geologic, cuprinderea efectelor unor surse din ce în ce mai adânci pentru rețele cu laturi din ce în ce mai mari.



In concluzie, prezentarea și analizarea termenilor magnetici regionali și locali din Subcarpații Munteniei orientale, precum și a profilelor transversale structurilor geologice din regiunea prospectată, au permis stabilirea unor relații cantitative în ceea ce privește structura anomaliei magnetice ΔZ_a , precum și gradul de corelare al acestor termeni cu formațiile depozitelor cunoscute din cartările de suprafață și din foraje.

Pe de altă parte, lucrarea se prezintă ca un stadiu intermediar, premergător corăărilor termenilor magnetici regionali și locali, cu termenii gravimetrici regionali și locali, care, împreună, vor crea premizele unei interpretări complexe, capabilă să conducă la o descifrare mai avansată a structurii geologice din Subcarpații Munteniei orientale.

BIBLIOGRAFIE

1. Airinei S t. Cercetări gravimetrice și magnetice în zona colinară și muntoasă a Munteniei orientale (Edera-Ursei—Talea—Șotrile— Melicești—Buștenari—Mislea—Măgureni). *Com. Geol., Stud. tehn. econ., Seria D (Prospecțiuni Geofizice)*, III p. 15. București, 1959.
2. Airinei S t. Cercetări gravimetrice și magnetice în zona colinară și muntoasă a Munteniei orientale (Mislea—Buștenari—Șotrile—Tesila—Petriceaua—Cosminele—Vilcănești), *Com. Geol., Stud. tehn. econ., Seria D (Prospecțiuni Geofizice)*, III, p. 53. București, 1959.
3. Airinei S t. Cercetări gravimetrice și magnetice în zona colinară și muntoasă a Munteniei orientale (Vilcănești—Cosminele—Petriceaua—Bertea—Schilești—Mânciu—Văleni de Munte—Măgurele). *Com. Geol., Stud. tehn. econ., Seria D (Prospecțiuni Geofizice)*, IV, p. 67. București, 1962.
4. Airinei S t. Cercetări gravimetrice și magnetice în zona colinară și muntoasă a Munteniei orientale (Măgurele—Văleni de Munte—Slonu—Chiojdu Mic—Cătina—Cărbunești—Șoimari—Matița—Podenii Noi). *Com. Geol., Stud. tehn. econ., Seria D (Prospecțiuni Geofizice)*, IV, p. 87. București, 1962.
5. Airinei S t. Cercetări gravimetrice și magnetice în zona colinară și muntoasă a Munteniei orientale (Podenii Noi—Matița—Șoimari—Cărbunești—Chiojdu Mic—Nehoiașu—Pătările—Cislău—Salcia—Singeru—Ceptura—Urlați—Boldești). *Com. Geol., Stud. tehn. econ., Seria D (Prospecțiuni Geofizice)*, IV, p. 109. București, 1962.
6. Airinei S t. Étude de l'effet gravimétrique à la limite externe du Flysch crétacé de la Valachie orientale (entre les vallées de la Prahova et des Teleajen—Drajna). *Acad. R.P.R., Revue Géol. Géogr.* IV, 1, p. 125. București, 1961.
7. Airinei S t. Contribuții geofizice la cunoașterea substratului Cuvetei de Tresăoara (reg. Ploiești). *D. S. Com. Geol.*, XLIV (1956—1957), p. 271. București, 1962.
8. Airinei S t. Asupra structurii anomaliei magnetice din Subcarpații Munteniei orientale. *Acad. R.P.R., Stud. cerc. geofiz.*, I/2, 313. București, 1963.



9. Airinei Șt. Gravimetricieskie i magnitometricieskie issledovania v predgornoi i gornoi zonah vostocinoi Muntenii. *Acad. R.P.R., Rum.-Sov. Nauk. Inst., Bul. Nauk. Inf.*, III, p. 68. 1963.
10. Airinei Șt. Structura geologică din Subcarpații Munteniei orientale reflectată de structura anomaliei gravitației. *An. Com. Geol.*, XXXIV, Partea II, p. 159. București, 1964.
11. Buchheim W., Lauterbach R. Isanomale Richtungsstatistik als Hilfsmittel tektonischer Analyse. *Gerlands Beiträge zur Geophysik*, II, p. 88. 1953.
12. Costa-Foru Al., Ghelfan P., Apostol Ec., Baltac Al. Studiu asupra proprietăților magnetice ale unor roci sedimentare din R.P.R. *Acad. R.P.R., Probl. geof.*, I, p. 213. București, 1961.
13. Gavăt I., Airinei Șt., Botezatu R., Socolescu M., Stoeneasca Sc., Vencov I. Structura geologică profundă a teritoriului R.P.R. după datele actuale geofizice (gravimetrice și magnetice). *Acad. R.P.R., Stud. cerc. geofiz.*, I/1, p. 7. București, 1963.
14. Stoeneasca Sc., Airinei Șt. Studii geofizice pentru zăcămîntul de sare de la Slănic-Prahova. *Acad. R.P.R., Stud. cerc. geol.*, IV/1, p. 113. București, 1959.

IMAGES ET RELATIONS STATISTIQUES CONCERNANT LES TERMES DE L'ANOMALIE MAGNÉTIQUE DANS LES SUBCARPATES DE LA VALACHIE ORIENTALE

PAR

ȘT. AIRINEI

(Résumé)

En vue d'une future corrélation avec les termes similaires de l'anomalie gravitationnelle des Subcarpates de la Valachie Orientale, le travail présente trois images de l'anomalie magnétique régionale (ΔZ_R), trois images de l'anomalie magnétique locale (ΔZ_L) séparées pour les réseaux carrés aux côtés de 1, 2 et 4 km, et cinq profils transversaux sur les structures géologiques majeures de la région levée.

On a séparé les deux classes d'anomalies (ΔZ_R et ΔZ_L) pour la carte de l'anomalie magnétique ΔZ_a , provenue, à son tour, de la carte de la composante magnétique verticale (ΔZ) réduite par le champ magnétique normal.

Anomalie régionale. L'anomalie régionale est l'effet du soubassement de plateforme, éventuellement carpatique, et des masses intrusives



infracristallines. L'image de l'anomalie régionale est donnée dans les fig. 1, 2 et 3. En les considérant successivement, on observe certains aspects concernant la morphologie et les tendances majeures de l'anomalie régionale, le degré de séparation de l'anomalie régionale par rapport avec l'anomalie ΔZ_a , et la présence de certains termes de l'anomalie locale à sources géologiques profondes.

Les fig. 1, 2 et 3 reproduisent la morphologie de l'anomalie régionale, qui se présente sous forme d'un maximum d'environ 225 γ , allongé en direction W—E entre les vallées de Buzău et Teleajen et NE—SW entre les vallées de Teleajen et de la Prahova. Les isanomales ont un développement uniforme, leur épaisseur est caractérisée par des gradients horizontaux très proches comme valeur : 3 γ/km dans le flanc N, 3,3 γ/km dans le flanc S et 2,8 γ/km dans le flanc W.

L'analyse des images de l'anomalie régionale établit le degré de séparation des anomalies régionales par rapport à l'anomalie magnétique ΔZ_a (les détails comme : inflexion d'isolignes, contours etc, sont atténus ou bien s'effacent depuis la première jusqu'à la dernière image) et témoigne de l'existence de certaines anomalies locales à sources géologiques profondes (effets des apophyses de la masse éruptive infracristalline ou des éruptions diabasiques sous-marines du géosynclinal alpin).

Anomalie locale. Les contours de l'anomalie locale enregistrés sur les cartes reproduites dans les planches I, II et III, représentent les effets dus aux masses géologiques de la couverture sédimentaire qui sont en contraste de magnétisation les unes par rapport aux autres à la surface du sol jusqu'à une profondeur à peu près égale à la longueur du côté du réseau de séparation de l'effet régional.

Afin d'établir une orientation générale concernant le déchiffrement et la localisation des sources géologiques qui les engendrent, un tableau synoptique a été rédigé (tableau I) en parallèle, avec tous les contours locaux des trois cartes, leur position géographique, le signe du terme local, l'orientation des axes des contours locaux, l'intensité de chaque terme et des indications concernant la transformation de l'orientation ou du déplacement du contour local à profondeur d'investigation. L'analyse de ce tableau a permis la séparation de plusieurs catégories d'informations.

a) *Informations concernant la modification de la morphologie et de l'intensité de l'anomalie locale par rapport à la profondeur d'investigation.* La modification de la morphologie se caractérise par le nombre des contours locaux enregistrés dans les trois images : 146 dans la planche I, 128 dans la pl. II et 122 dans la pl. III.



Les termes locaux sont en rapport avec l'isanomale „zéro”, à valeurs positives et négatives. Les termes positifs ou bien les termes maxima prédominent (tableau II). La variation de l'intensité des termes locaux par rapport à la profondeur, exprimée du point de vue statistique dans le tableau III, indiquent les niveaux où se trouvent les sources perturbantes du soubassement de la région : 64 ont des sources géologiques qui se rapprochent de la surface, 30 ont les sources à des profondeurs intermédiaires et 52 sont plus profondes.

b) *Informations concernant les systèmes d'orientation des axes de symétrie des termes de l'anomalie locale.* L'orientation des axes de symétrie des termes locaux appartient à quatre classes distinctes : SW—NE, W—E, N—S et NW—SE (fig. 4 et tableau IV). La signification géologique de ces classes d'orientation est liée aux systèmes structuraux majeurs du soubassement de la région. Les transformations de leur orientation par rapport à la profondeur apparaissent dans la fig. 5, sous forme de „l'Image-Lauterbach”.

Ces diagrammes indiquent cinq directions majeures, dont les orientations SW—NE et W—E, sont préférentielles et appartiennent à la structure géologique liée à l'orogène alpin, tandis que les autres sont subordonnées et pourraient appartenir à la structure préalpine.

c) *Informations concernant la variation des zones de maximum et de minimum par rapport à la profondeur d'investigation.* Les termes de maximum et de minimum de l'anomalie sont groupés dans les zones de maximum et de minimum plus ou moins unitaires. Les contours de ces zones, résultés à l'intersection de la surface de niveau de l'anomalie régionale et de l'anomalie ΔZ_a , présentent des variations sensibles par rapport à la profondeur (fig. 6 et tableau V).

Profils magnétiques transversaux sur les structures géologiques (fig. 7—11). Cinq familles de profils magnétiques transversaux sur les formations géologiques de surface situées dans la région levée, sont présentées, afin de fixer le degré de corrélation des divers termes de l'anomalie magnétique ΔZ avec les termes structuraux des dépôts sédimentaires. Les termes de l'anomalie magnétique ΔZ_a sont reproduits, en parallèle, par trois profils d'anomalie régionale (ΔZ_R) et trois profils d'anomalie locale (ΔZ_L), pris dans les cartes qui correspondent aux côtés $l = 1, 2$ et 4 km . Les termes structuraux sont représentés dans les schémas qui apparaissent dans les coupes géologiques rédigées d'après la Carte Géologique de la R.P.R. à l'échelle 1 : 100.000, feuille Văleni de Munte, rédigée par le M.I.P.Ch., 1956.

L'analyse numérique de l'anomale magnétique des Subcarpates de la Valachie Orientale. L'analyse quantitative de la structure de l'anomalie magnétique ΔZ_a a été effectuée pour toute la surface levée.

Les valeurs moyennes ΔZ_R et ΔZ_L ont été calculées pour chaque paire de cartes rédigées, en employant les valeurs discrètes ΔZ_R et ΔZ_L déterminées dans les angles des réseaux carrés qui correspondent aux longueurs $l = 1, 2$ et 4 km (pour l'anomalie régionale) et $l = 1 \text{ km}$ (pour l'anomalie locale). Le tableau VI synthétise les données obtenues. On a calculé également la valeur moyenne de l'anomalie magnétique ΔZ_a dans les points de séparation du réseau au côté $l = 1 \text{ km}$ le résultat étant $193,87 \gamma$.

En partant des valeurs moyennes ΔZ_a , ΔZ_R et ΔZ_L , on a établi les relations suivantes :

Pour $l = 1 \text{ km}$:

$$\Delta Z_a \simeq 0,9931 \Delta Z_R + 0,0219 \Delta Z_L$$

Pour $l = 2 \text{ km}$:

$$\Delta Z_a \simeq 0,9727 \Delta Z_R + 0,0277 \Delta Z_L$$

Pour $l = 4 \text{ km}$:

$$\Delta Z_a \simeq 0,9538 \Delta Z_R + 0,0331 \Delta Z_L$$

On doit envisager les termes ΔZ_R et ΔZ_L comme séries de termes qui composent l'ensemble d'anomalie magnétique ΔZ_a . On constate, des coefficients numériques de ces relations déterminés pour cent par rapport à la valeur ΔZ_a moyenne, considérée 100%, que le terme ΔZ_R diminue comme pourcentage avec l'extension du réseau (2,04% de la $l = 1 \text{ km}$ à la $l = 2 \text{ km}$ et 1,89% de la $l = 2 \text{ km}$ à la $l = 4 \text{ km}$), tandis que le terme ΔZ_L augmente proportionnellement à même extension du réseau (0,58% de la $l = 1 \text{ km}$ à la $l = 2 \text{ km}$ et 0,54% de la $l = 2 \text{ km}$ à la $l = 4 \text{ km}$). Le sens de la modification des valeurs pourcentuelles, de baisse ou de hausse, représente justement la transition de certains termes d'une série à l'autre, donc, du point de vue géologique, il comprend les effets des sources de plus en plus profondes pour réseaux à côtés de plus en plus grands.

Conclusions. Grâce à la description et à l'analyse des termes magnétiques régionaux et locaux des Subcarpates de la Valachie Orientale, ainsi que des profils transversaux sur les structures géologiques de la région levée, on a établi des relations quantitatives concernant la structure de l'anomalie magnétique ΔZ_a , ainsi que le degré de corrélation de ces termes avec les formations des dépôts connus par les levés de surfaces et de forages.



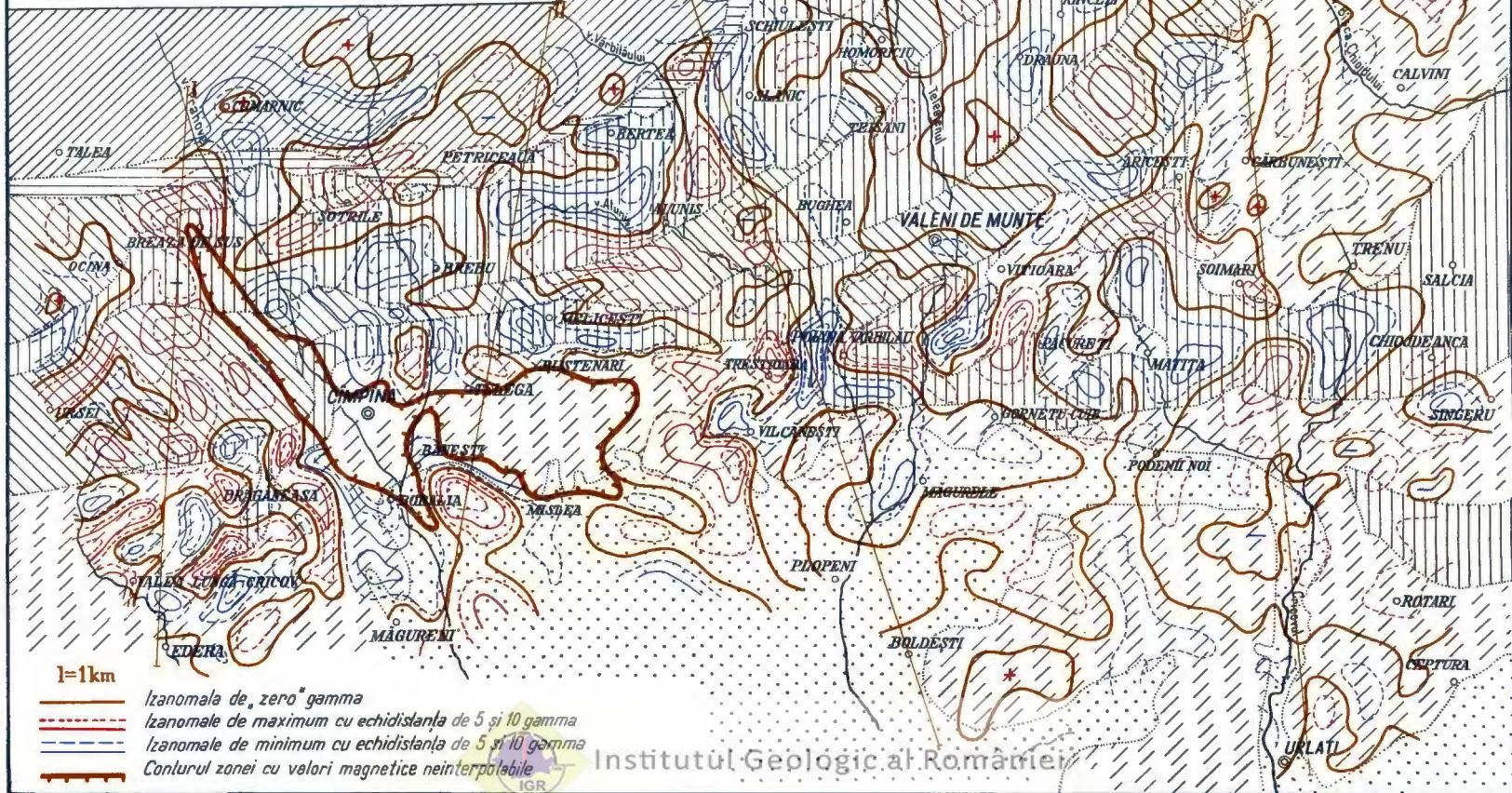


Institutul Geologic al României

ANOMALIA MAGNETICĂ LOCALĂ DIN SUBCARPAȚII MUNTENI ORIENTALE

2 0 2 4 6 8 10 Km.

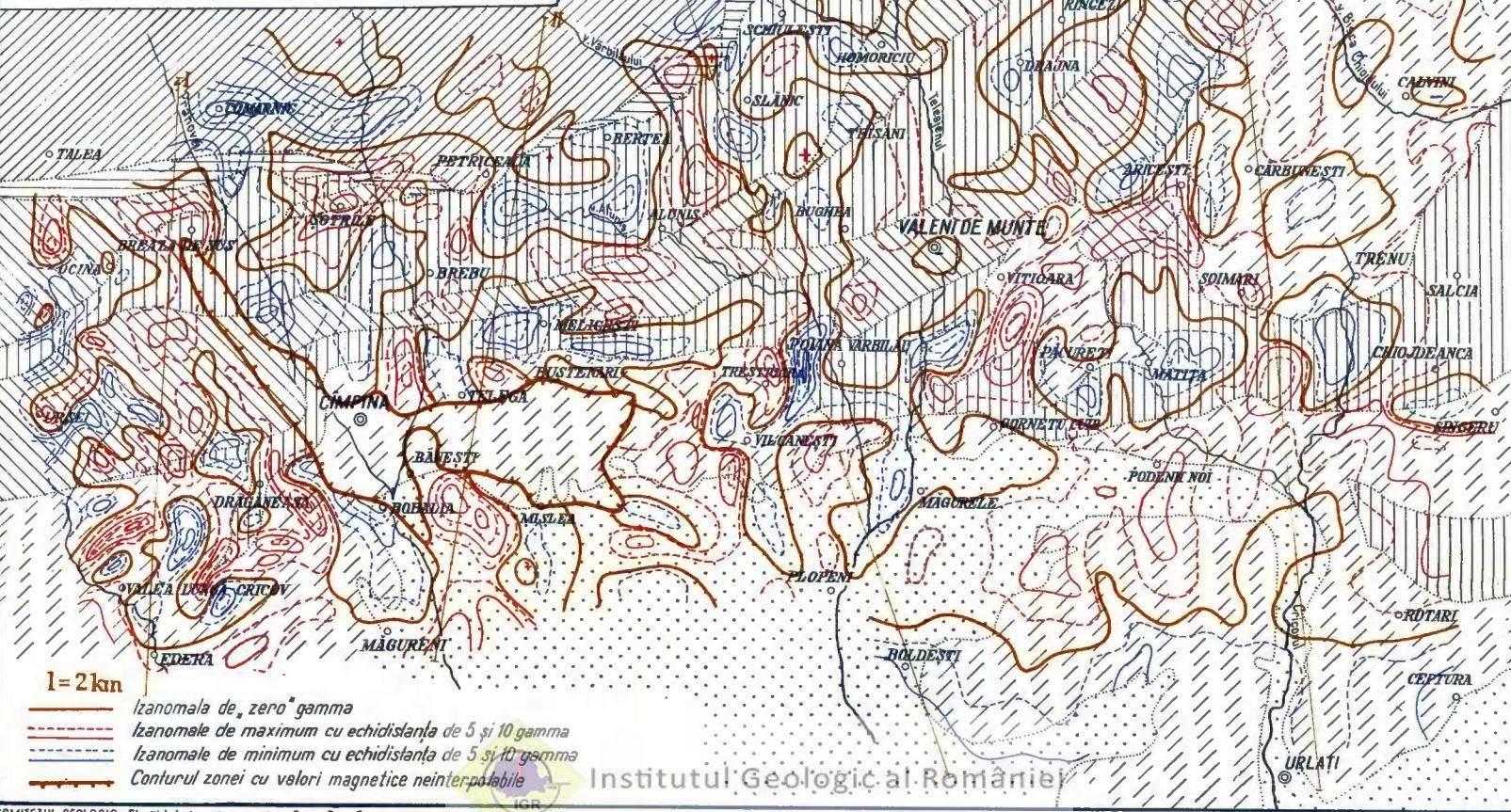
Terenuri cretace	Terenuri miocene
"Zona de solzi"	Terenuri pliocene
Terenuri paleogene	Terenuri cuaternare



ANOMALIA MAGNETICĂ LOCALĂ DIN SUBCARPAȚII MUNTELEI ORIENTALE

2 0 2 4 6 8 10 Km.

	Terenuri cretacice		Terenuri miocene
	"Zona de solzi"		Terenuri pliocene
	Terenuri paleogene		Terenuri cuaternare

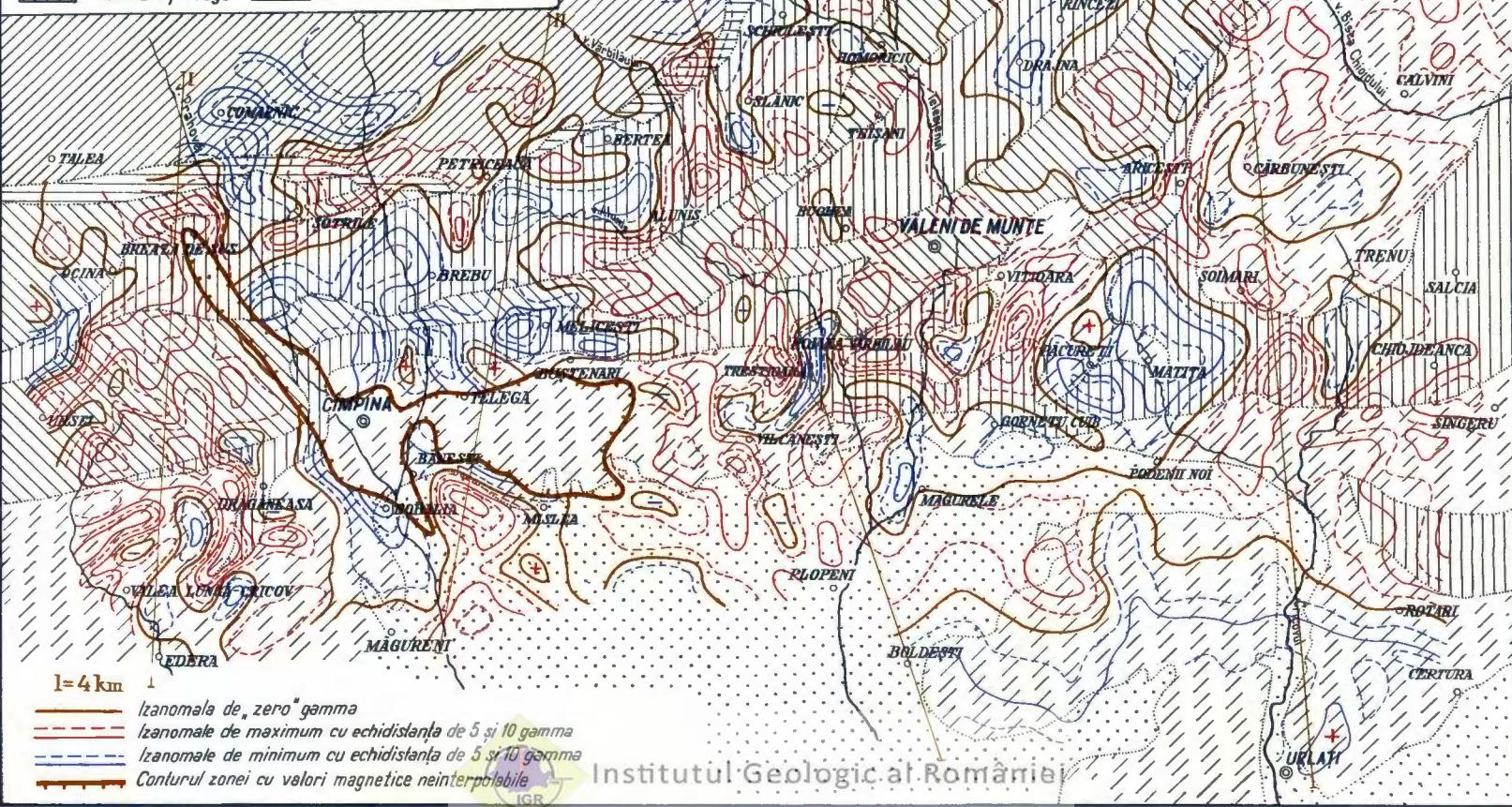


Institutul Geologic al României

ANOMALIA MAGNETICĂ LOCALĂ DIN SUBCARPAȚII MUNTELEI ORIENTALE

2 0 2 4 6 8 10 Km.

	Terenuri cretace		Terenuri miocene
	"Zona de solzi"		Terenuri pliocene
	Terenuri paleogene		Terenuri cuaternare



Institutul Geologic al României

ÎNCERCĂRI DE INTERPRETARE COMPLEXĂ A DATELOR GEOFIZICE ÎN FLIȘUL CARPAȚILOR ORIENTALI (ZONA MOINEȘTI–DOFTEANA)

de

C. BARBU, M. TRANCA

ABSTRACT

Essays of Complex Interpretation of Geophysical Data in the Flysch of Eastern Carpathians (Moinești–Dofteana Area). The gravimetric and seismic works carried out in the Comănești Basin have pursued the Southern extension – beneath the nappe – of the structural elements of Moinești area. On account of surfaces geological data and drilling information, a complex interpretation of the geophysical result was tried. The authors have stated that the studied structures continue under the nappe along a NW–SE direction and are highly tectonized within the zone of maximum advance of the nappe.

Zona, care face obiectul lucrării de față, se situează în bazinul Trotușului între valea Asăului și valea Slănicului și cuprinde, din punct de vedere geologic, depozite de fliș (senonian-paleogene și miocene), precum și cuvertura mio-pliocenă din depresiunea Comănești. Ea se caracterizează tectonic printr-o puternică avansare a pînzei de Tarcău către est, șariind peste formațiunile mai noi din față.

S-a presupus, pe baza datelor geologice de suprafață, că elementele structurale din zona Moinești se continuă spre sud pe sub pînza de Tarcău, pînă în semifereastra Slănic–Oituz, unde apar la zi. Poziția acestor linii structurale în zona de maximă avansare a pînzei a constituit o întrebare la care datele geologice singure nu au putut răspunde mulțumitor.

În această situație, necesitatea prospectării zonei prin metode geofizice adecvate și interpretarea complexă a datelor obținute, se impunea în mod evident.

Materialele folosite la întocmirea prezentei lucrări au fost datele lucrărilor geologice și geofizice executate de către echipele Ministerului Petrolului.

Lucrările geologice de cartare au fost efectuate, în vara anului 1960, de Dicea Oprea¹⁾, în partea de vest a regiunii și de Virgil Mușat²⁾, în est. Rezultatele sunt prezentate în harta geologică 1 : 20.000 și secțiuni geologice transversale. Din punct de vedere tectonic, autorii separă în regiune, subunitatea de Tarcău, Subunitatea de Tazlău și Subunitatea marginală care prezintă între ele raporturi tectonice de încălcare de la vest spre est și care formează în ansamblu o unitate majoră în pînze acoperă unitatea externă (autohtonul) pe o distanță de peste 15 km. De-a lungul văii Trotușului se dezvoltă cuveta Comănești sub forma unei largi zone depresionare, umplută cu depozite sarmatiene și meotiene, ce stau discordant și transgresiv peste depozitele flișului.

Tectonica autohtonului este mascată de tectonica pînzei, fapt care împiedică cercetători să dea informații mai precise cu privire la continuarea spre sud, pe sub pînză, a structurilor productive din zona Moinești.

Lucrările gravimetrice și seismice (S.S.M.)³⁾, efectuate în vara anului 1961, au avut tocmai scopul de a oglindii rezultatele lor imaginea tectonică a autohtonului și de a preciza direcția de dezvoltare a structurilor productive cunoscute la nord (vezi figura).

Rezultatele gravimetrice

Datele gravimetrice de teren au fost prelucrate în reducerea Bouguer admitîndu-se pentru densitatea stratului intermediar valoarea $\tau = 2,45$ g/cm³, iar pentru h , valoarea 0m. Valoarea lui τ a fost determinată pe o serie de profile de densitate executate în diferite puncte din zonă.

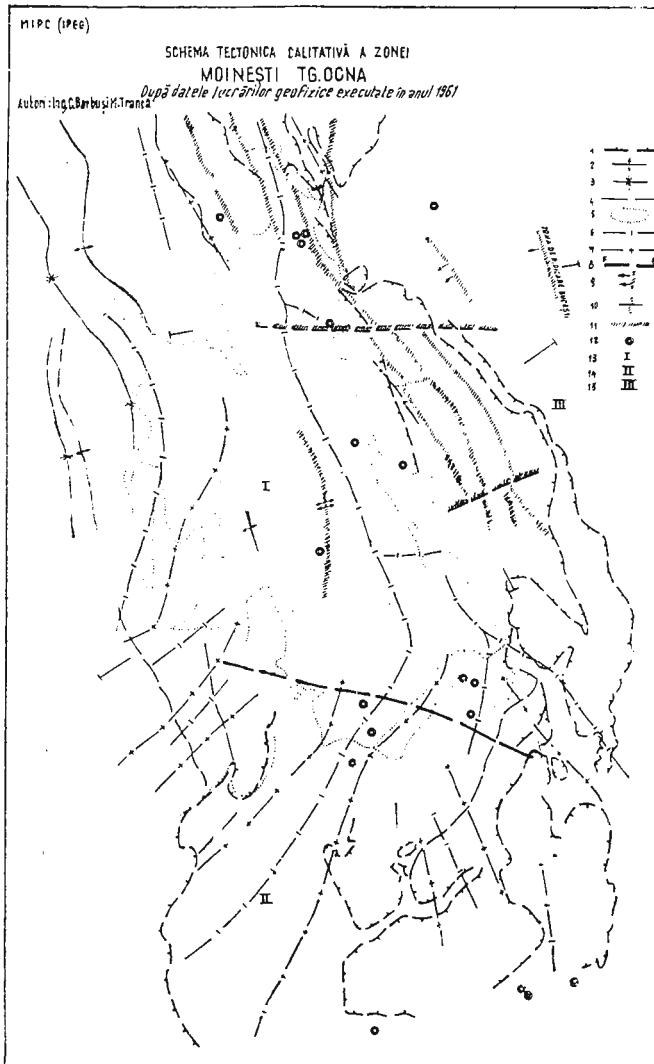
Imaginea hărții Bouguer este dominată de prezența anomaliei regionale de minim din bazinul Comănești, orientată NW—SE, pe direcția localităților Hangani—E Comănești—Dârmăneasca—Dârmănești—Dofteana, unde această anomaliă se pozitivează, iar curbele izogame diverg

¹⁾ Raport geologic asupra regiunii Asău—V. Uzului. IPGG 1960.

²⁾ Raport geologic asupra regiunii Culmea Berzunțului. IPGG 1961.

³⁾ Raport asupra lucrărilor geofizice executate între Moinești și Tg. Ocna, IPGG 1962.





Schema tectonică calitativă a zonei Moinești-Tg. Ocna, (după datele lucrărilor geofizice executate în anul 1961).

1, Linia de încărcare a pînzei; 2, ax anticlinal de suprafață; 3, sinclinal de suprafață; 4, falie de suprafață; 5, limite geologice de suprafață; 6, minim gravimetric; 7, maxim gravimetric; 8, accident tectonic după datele gravimetriche; 9, zone de ridicare după datele seismice; 10, axe anticlinale după datele seismice; 11, accidente tectonice după datele seismice; 12, foraje de adâncime; 1, zona flisului paleogen (pînza); II, zona flisului paleogen (autohton); III, zona miocenă.



către est și vest. Anomaliiile pozitive înconjoară această zonă de minim pe la est, sud și sud-vest, situîndu-se pe dealurile limitrofe depresiunii Comănești.

Orientarea generală a anomaliiilor prezente pe harta Bouguer este NW—SE cu excepția colțului de SW al hărții, unde o serie de anomalii se orientează NE—SW.

Dintre anomaliiile pozitive mai importante, cităm, de la W spre E : anomalia Poiana Uzului—Dealul lui Mîndrilă, anomalia Dealul Mare—Dealul Arghelușa și anomalia Coasta Podeiului—Dofteana. La toate aceste anomalii, intensitatea cîmpului descrește în valori relative Δg de la SW la NE.

Anomaliiile negative păstrează în general aceeași orientare ca și cele pozitive pe care le separă.

Toate aceste anomalii (\pm) rămîn deschise spre S și SW, ceea ce presupune continuarea lor în această direcție.

În partea de NE pe direcția localităților Buda — Moinești — est Lucăcești, se remarcă un cordon de gradient activ, care separă un regim mai perturbat spre SW și unul mai uniform spre NE.

Rezultate seismice

Datele seismice sunt concretizate în trei secțiuni verticale (două transversale și una longitudinală) și o schiță tectonică calitativă. Secțiunile transversale au fost trasate în zone cu regimuri tectonice diferite. Una la nord de Văsiești (pl., fig. 1), cu o tectonică mai liniștită, și alta la sud, cu o tectonică mai complicată, provocată de intensitatea mărită a forței de avansare a pînzei.

Pe secțiunea din nord (pl., fig. 2), se observă un regim mai perturbat, reflectat de vectorii de suprafață și un regim mai liniștit în adîncime. Cele două regimuri separă probabil tectonica pînzei de tectonica autohtonului. Din punct de vedere structural, se evidențiază ridicarea Moinești sub forma de cută-falie; imediat la est de falie, se observă o cădere bruscă a elementelor reflectatoare către est și o îmbogățire a materialului seismic. Această zonă marchează linia tectonică, care separă flișul paleogen de zona miocenă. În continuare spre est, se observă două cute-falii mai adânci separate de zone depresionare largi. Pe secțiunea de la sud (pl., fig. 2), se observă, privind de la est spre vest, o cădere puternică și continuă a elementelor reflectatoare pînă în valea Trotușului, unde se redre-



sează și formează un sinclinal adânc. De aici spre vest, după un accident tectonic, urmează o zonă anticlinală, foarte bine reflectată în special în adâncime. În continuare spre vest, datele sunt nesigure și insuficiente pentru a contura o formă structurală. Urmărind acum aliniamentul secțiunii longitudinale (pl., fig. 3) observăm că orizonturile din adâncime prezintă o cădere continuă către sud, dând un aspect monoclin. Două accidente transversale compartimentează acest monoclin în 3 blocuri. Existența accidentelor tectonice longitudinale sau transversale a fost sugerată de divergența vectorilor (ex. pl., fig. 1, 2) sau lipsa de material (pl., fig. 3).

În detaliu se observă pe această direcție două depresiuni axiale de slabă amplitudine, flancate de accidente transversale neînsemnante.

În compartimentele mai importante separate de zonele de accident tectonic s-au trasa pe secțiunile seismice (pl., fig. 1,2), orizonturi convenționale, în scopul de a marca zonele de ridicare și afundare. Aceste orizonturi urmăresc în general media inclinării elementelor reflectatoare din zona respectivă, furnizând astfel numai informații generale cu caracter structural și nu stratigrafic. Pe baza acestor orizonturi convenționale, s-au marcat zonele de maximă ridicare și afundare care au fost proiectate în plan și apoi racordindu-le de la secțiune la secțiune, a rezultat pentru zona cuprinsă între Văsiești și Larga direcția generală de orientare a structurilor NW – SE.

Din paraleлизarea datelor seismice cu cele gravimetrice, se observă în general următoarele :

Zona centrală de minim gravimetric concordă ca poziție și direcție cu zona sinclinală Comănești–Dărmănești–Dofteana, pusă în evidență de datele seismice. Pe zonele de creștere a cîmpului gravific spre est și vest de minimul central, datele seismice pun în evidență existența unor ridicări structurale. Intrîndurile de minim de la Văsiești și Larga, se suprapun faliilor transversale din aceste zone.

Între direcțiile anomalilor pozitive înregistrate pe harta Bouguer și direcțiile axelor structurale seismice și geologice din zonă, există în general o neconcordanță care se explică probabil prin caracterul solzificat al structurilor și prin efectul cumulat ce-l reprezintă aceste anomalii. De aici se poate deduce că prospecțiunea gravimetrică nu poate furniza informații structurale de detaliu în zonele cu tectonică complicată, ca aceea de față, în schimb poate oferi date prețioase în ceea ce privește tectonica majoră a acestor zone.



Interpretarea geologică

Imaginiile hărților gravimetrice indică în adîncime existența unor cauze geologice care perturbă cîmpul gravitațional. La stabilirea acestor cauze ne bazăm pe contrastele de densitate cu ponderea cea mai mare în regiune și anume :

Fundament — sedimentar.	0,25 — 0,3
Mezozoic — Paleogen	0,1
Paleogen — Miocen	0,2

Ținînd seama de aceasta, considerăm că anomalia regională de minim reprezintă imaginea fundamentului și este datorată unui contrast de densitate între fundament și pătura sedimentară de deasupra.

Zona de minimum — minimorum Văsiești — Dărmănești — Dofteana o atribuim în sensul acesta zonei de maximă afundare a fundamentului de platformă (sau hercinic), unde acesta ia contact cu fundamentul carpatic din vest. Pozitivarea acestei zone de minim spre sud, precum și divergența curbelor izogame pe linia dealul Arghelușa — Bogata, o punem pe seama unui mare accident geotectonic care se dezvoltă pe această direcție și care separă un compartiment ridicat la sud și unul coborât la nord. Lipsa unui cadru geofizic regional ne impune să nu face considerații mai ample cu privire la acest accident și cu privire la natura fundamentului orogenic din această zonă.

Regimurile de gradienți activi de la Lucăcești și dealul Arghelușa cu sensurile de creștere spre NE, respectiv spre SW, indică o ridicare a fundamentului în aceste direcții.

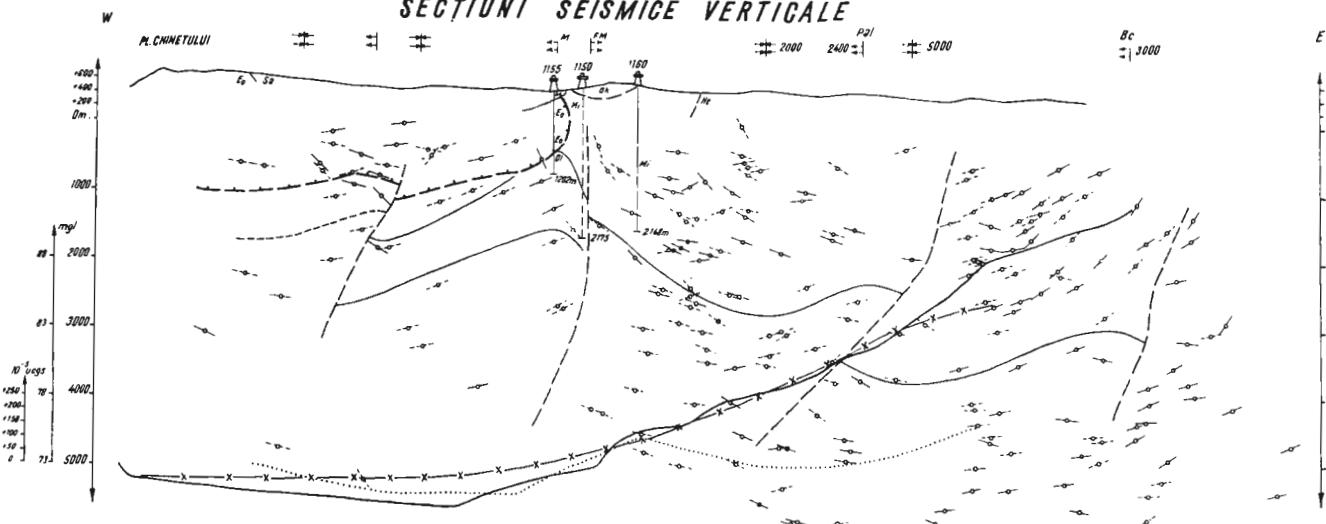
Restul anomaliei înregistrate în regiune, care sunt evidențiate atât pe harta Bouguer cât și pe harta anomaliei locale, le atribuim în general unui contrast de densitate între Paleogen și Miocen. Excepție face, după părerea noastră, anomalia pozitivă Dealul lui Mindrilă — Poiana Uzului, care poate fi datorată unui contrast de densitate dintre formațiunile paleogene și mezoice. Cordonul de gradient ce urmărește linia Lucăcești — Moinești — Buda este datorat unui accident tectonic care marchează limita de contact între zona paleogenă și zona miocenă.

În încheierea acestui subcapitol, ținem să menționăm că la stabilirea cauzelor geologice a diferitelor categorii de anomalii, am luat în considerație sursa dominantă care a imprimat caracterul specific anomaliei respective.

În general, aşa cum apar pe harta Bouguer, anomaliiile reprezintă efectul cumulat al tuturor contrastelor de densitate din subsol. Ținînd



SECTIUNI SEISMICE VERTICALE



POIANA FLORILE

VALEA PILOPII SOLZUI M^{le}

EA PILOPU SPICUL M¹⁵

L E G E N D

- — Cap de profil (nivelul mării)
 - — Element reflectator sigur
 - - - Element reflectator nesigur
 - — — Linii de pînză după date geologice și seismicice
 - — — Fallii după date seismicice
 - — — Orizonturi convenționale seismicice
 - x — x Profil gravimetric (anomalie regională)
 - Profil gravimetric (anomalie locală)
 - — — Profil gravimetric (anomalie Bouguer)
 - # Zonă de ridicare după date seismicice
 - # Zonă sinclinală după date seismicice
 - # Zonă anticlinală după date seismicice
 - Δ Faraj de adâncime
 - Limită geologică de supratăță
 - — — Limită de transgresiune

W.S.W.

VALEA UZULU

-

VALEA U

ZULU

~~VALE~~

EA TROTOSULUI P. GROH

OTUL Dr. Pinișor

SOLZ. V

E

1

1

- 1 -

~~too~~
 E_0

1-9-3-

—
—
—

—
—
—

190

1

seama de tectonica majoră a regiunii, sugerată de datele gravimetrice și corelând datele geologice de suprafață cu cele din sonde, prin intermediul datelor seismice, am urmărit dezvoltarea spre sud pe sub pînză a elementelor structurale din zona Moinești (vezi figura).

În paralelul Moinești elementele structurale cunoscute apar sub formă de cute-solzi slab înclinate (pl., fig. 1). De la paralelul Văsiești către sud, aspectul tectonic al acestor cute se schimbă. Pe întreaga zonă cuprinsă între Văsiești și Larga, datele seismice pun în evidență existența unor solzi încălecați, alungiți și striviți care se afundă și înmănuștiază de-a lungul văii Trotușului (pl., fig. 2). De asemenei, între aceste paralele, direcția zonelor de ridicare, se orientează spre SE, ceea ce ne face să credem că structurile de la Moinești se continuă pe sub pînză pe direcția NW—SE, pînă la cca 4 km sud de paralelul Cucueți—Dofteana, unde se situează un mare accident geotectonic și de unde probabil își schimbă orientarea către SW.

CONCLUZII

1. Lucrările gravimetrice executate în valea Trotușului au pus în evidență în depresiunea Comănești o anomalie regională de minim, care corespunde zonei de maximă coborîre a fundamentului.

2. La paralelul localității Bogata, datele gravimetrice sugerează existența unui mare accident geotectonic, care separă o zonă mai coborâtă la nord și una mai ridicată la sud.

3. Prospecțiunea gravimetrică a condus la descifrarea tectonicii majore a regiunii cercetate, însă în ceea ce privește tectonica de detaliu, rezultatele sale nu au fost concluzante.

4. Prospecțiunea seismică a furnizat informații mai detaliate cu caracter structural, evidențierind zonele de ridicare și de afundare a formațiunilor, accidentele majore ce le afectează, precum și direcția de dezvoltare a structurilor.

5. Zonele de maximă ridicare se orientează de la Văsiești spre sud, pe direcția NW—SE și evoluează din punct de vedere tectonic (pe aceeași direcție) de la cute-solzi slab înclinate la cute alungite și încălecate.

6. Datele seismice pun în evidență, în zonă, existența a două accidente tectonice transversale (falii) în dreptul localităților Văsiești și Larga.

7. Prospectarea zonei în paralel cu metodele gravimetrică și seismică s-a dovedit folositoare, ambele metode aducînd date importante care, printr-o interpretare complexă, au condus la o imagine geologică mai exactă a regiunii cercetate.

BIBLIOGRAFIE

1. Airinei S.t., Murgeanu G. Contribuții geofizice la cunoașterea structurii funda-
mentului Carpaților orientali. *Rev. Studii și Cercetări de Geologie*, VI. Nr. 1,
Ed. Acad. R.P.R. 1961
2. Atanasiu I. Orogeniza și sedimentarea în Carpații orientali din R.P.R. *An. Com.
Geol.* XXIV—XXV. București, 1958.
3. Atanasiu I. Faciesurile flișului în Carpații orientali. *An. Com. Geol.*, XXIV—XXV, 1958.
4. Băncilă I. Geologia Carpaților orientali. București, 1958.
5. Visarion M. Imagini geofizice în regiunea Carpaților orientali de la est și vest de
masivul Ceahlău. *Acad. R.P.R. Rev. Studii și cercetări de geologie*, V Nr. 4.
1960.
6. Zavialov V. D. Seismosondaje spațiale de masă în Carpații orientali.
7. Zavialov V. D. Nouă metodă de prospecțiune seismică în regiunile muntoase. Kiev.
1957.
8. Zavialov V. D. Prospecțiunile geofizice ale structurilor petrolifere și gazeifere în re-
giunea formațiunilor de fliș ale Carpaților (comunicare) Moscova, 1960.

TENTATIVES D'INTERPRÉTATION COMPLEXE DES DONNÉES GÉOPHYSIQUES DANS LE FLYSCH DES CARPATES ORIENTALES (ZONE MOINEȘTI—DOFTEANA)

PAR

C. BARBU, M. TRANCA

(Résumé)

L'étude de la continuité vers le S, sous la nappe, des éléments structuraux de la zone de Moinești fait l'objet des travaux gravimétriques et sismiques effectués dans le bassin de Comănești.

Effectués dans des conditions géotectoniques compliquées, ces tra-
vaux complexes facilitent l'observation des éléments structuraux à grande
profondeur et la détermination des relations entre ces éléments et ceux
de la nappe. La nécessité de la recherche complexe des zones similaires
apparaît comme évidente, puisqu'il n'y a que l'interprétation des résultats
sismiques et gravimétriques corrélés aux données géologiques de surface
et de sondes qui ait réalisé une image géologique plus exacte. De cette
manière on a mis en évidence les lignes tectoniques majeures de grande
profondeur et on a déduit la tectonique des formations de surface.

Les auteurs ont conclu que les structures observées se continuent
sous la nappe en direction NW—SE et que le degré le plus avancé de
tectonisation est atteint dans la zone de maximum avancement de la nappe.



FOLOSIREA ELECTROMETRIEI LA DETERMINAREA DIRECTIEI SI VITEZEI DE CURGERE A APEI SUBTERANE

DE

D. BIŞIR, E. SELETCHI

ABSTRACT

Use of Electrometry for the Determination of Direction and Flow Velocity of Subsurface Water. A brief description is given of the physical principle and the theoretical base of the loaded body method, the applied work method and the result of the experiments carried out by means of this electrometric method when computing the direction and the flow velocity of the subsurface water. On account of the acquired data, the authors propose the extension and the experimentation of this method under hydrogeological conditions as various as possible.

Introducere

Alimentarea cu apă potabilă și apă industrială a noilor obiective economice și industriale din țara noastră constituie o problemă de mare importanță.

În acest scop se fac de către Comitetul de Stat al Apelor, prin Institutul de Studii și Prospecțiuni, numeroase studii și cercetări hidrogeologice, urmărindu-se identificarea stratelor acvifere (pentru apă potabilă, în special, sursele cele mai căutate sînt stratele acvifere de adîncime mică și medie) și determinarea caracteristicilor lor hidrogeologice, în vederea găsirii soluțiilor celor mai economice pentru asigurarea debitelor solicitate.

La calculul debitului unui strat acvifer este necesar să se cunoască grosimea stratului și permeabilitatea acestuia, respectiv viteza reală de curgere în strat. Determinarea vitezei de curgere se poate face fie prin



Institutul Geologic al României

metode directe, folosind un indicator chimic (ca de exemplu fluorescenă), fie indirect, prin măsurători de nivele (pentru stabilirea pantei) și prin probe experimentale de pompare (pentru stabilirea permeabilității). La folosirea indicatorilor chimici sînt necesare cel puțin două foraje : unul în care se introduce indicatorul, iar al doilea în care se urmărește apariția lui. Această metodă este costisitoare și greoaie. Determinarea indirectă prin măsurători de nivele și pompări este, de asemenea, costisitoare, deoarece necesită cel puțin trei foraje dispuse în triunghi (pentru stabilirea pantei de curgere, respectiv a direcției și sensului de curgere), consum de energie pentru pompare și timp îndelungat de lucru.

O metodă economică și rapidă de determinare a direcției și vitezei de curgere a apei subterane, folosită cu succes în cercetările hidrogeologice din U.R.S.S. și R.P.U., este metoda electrometrică cu procedeul corpului încărcat (1—5). Cu acest procedeu, folosind un singur foraj, se poate determina rapid și economic atît direcția cît și vîtea reală de curgere a apei subterane.

Procedeul a fost experimentat în cadrul studiilor din anul 1961 pentru proiectul de alimentare cu apă industrială a Combinatului pentru industrializarea lemnului Comănești și în cadrul studiilor de la Ciorogîrla, pentru stabilirea perimetrului de protecție sanitată¹).

Principiul fizic al metodei corpului încărcat

Metoda corpului încărcat constă în determinarea deplasării subterane a unui corp cu o mare conductibilitate, studiind la suprafața pămîntului evoluția în timp a distribuției cîmpului electric produs de o sursă punctiformă de curent electric introdusă în interiorul acestui corp. Corpul cu o mare conductibilitate este creat artificial prin introducerea unui electrolit în stratul acvifer, deschis prin foraj. În electrolit se introduce un electrod ce reprezintă polul unei surse de curent electric. Acesta produce la suprafața pămîntului un cîmp electric, a cărui distribuție poate fi determinată.

Electrolitul introdus în stratul acvifer este antrenat de curentul de apă în sensul curgerii, astfel că, odată cu deplasarea apei, are loc și deplasarea electrolitului, respectiv a corpului conductor. Forma și dimensiunile geometrice pe care le ia electrolitul într-un mediu poros

¹⁾ În cadrul studiului privind folosirea electrometriei în cercetările geotehnice, geologice-tehnice și hidrogeologice din Planul tematic ICSPC, 1961.

Din literatură (6) se știnoaște că acest procedeu a fost experimentat și de către I.S.P.A.

sau fisurat nu se pot cunoaște, însă experiența a dovedit că mărirea dimensiunilor corpului conductor are loc în direcția de deplasare a apei subterane.

Ridicarea la timpi diferenți a linilor de egal potențial, produse de sursa de curent din corpul conductor, dă posibilitatea de a contura imaginea corpului conductor și alungirea acestuia în direcția de curgere a curentului subteran de apă. Marcând timpul de deplasare al razei celei mai mari a curbei de egal potențial sau timpul de deplasare al centrului echipotențialelor, se poate obține — rapid și simplu, — viteza de deplasare a curentului subteran de apă. Viteza de deplasare astfel determinată este egală cu viteza reală de curgere a curentului de apă.

Baza teoretică a metodei

Dacă se consideră un circuit de curent, în care unul din electrozi (A) se introduce într-un corp conductor, iar celălalt electrod (B) este situat la suprafața pământului, la o distanță suficient de mare — practic infinită — în semispațiul inferior se creiază un cîmp electric.

Se demonstrează (1) că potențialul V al acestui cîmp, într-un punct P oarecare de la suprafața pământului, este dat de expresia :

$$V = \frac{I \cdot \rho}{2 \pi r} \quad (1)$$

în care :

I — intensitatea curentului ce ieșe din electrod ;

ρ — rezistivitatea terenului prin care circulă curentul ;

r — distanța de la punctul considerat P la electrod.

Dacă electrozii, prin care se introduce curentul, sunt suficient depărtăți unul de altul, electrodul plasat în corpul conductor poate fi considerat ca o sursă punctiformă de curent, în tot timpul cît circulă curentul prin el. În acest caz se observă în jurul acestui electrod linii de egal potențial, a căror ecuație este :

$$\frac{I \cdot \rho}{2 \pi r} = \text{const.} \quad (2)$$

Distribuția liniilor echipotențiale la suprafața pământului este determinată de modul în care este situat corpul conductor. Studiul acestei distribuții permite stabilirea conturului corpului conductor (corpul încărcat) și deci și direcția de deplasare, legată nemijlocit de direcția de curgere a apei, în care este introdus acest corp.



Viteza de curgere se poate calcula determinînd deformarea în timp a curbei inițiale de egal potențial, după introducerea corpului încărcat în curentul de apă. Pentru cazul cel mai favorabil, în care deplasarea electrolitului, odată cu curentul de apă, nu este însotită de o micșorare sensibilă a concentrației electrolitului, se demonstrează (1) că viteza de curgere V este dată de relația :

$$V = \frac{2 X_m}{t} \quad (3)$$

în care :

- X_m — coordonata centrului corpului încărcat, corespunzătoare punctului de maximum al potențialului de la suprafața pămîntului pe direcția de deformare maximă a curbei de egal potențial ;
- t — timpul de la introducerea electrolitului în curentul de apă pînă la determinarea poziției punctului de maximum al potențialului.

În cazul în care este dificilă determinarea centrului corpului încărcat, se poate folosi în calculul vitezei de curgere o relație echivalentă (4) :

$$V = \frac{\Delta R}{t} \quad (4)$$

în care ΔR reprezintă creșterea totală a razei în direcția deplasării maxime a echipotențialei inițiale, observată după intervalul de timp t .

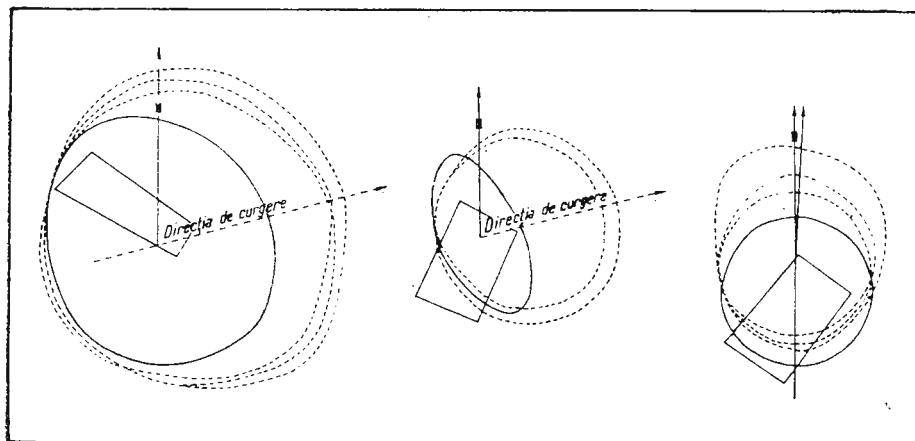
Descrierea experiențelor

La efectuarea experiențelor pentru determinarea direcției și vitezei de curgere a fost folosit un circuit electric AB, în care electrodul A a fost introdus în stratul de apă, iar electrodul B a fost plasat la suprafață la o distanță de cca 50 H față de A, H fiind adîncimea pînă la stratul acvifer. Ca sursă de curent, s-a folosit o baterie din elemente uscate. Electroziile circuitului de alimentare au fost din cupru masiv. Pentru circuitul de măsură MN au fost folosite prize impolarizabile, din care una (M) a fost menținută fixă, iar cea de a doua (N) a fost deplasată punctual pe linia de egal potențial căutată. Poziția prizei M s-a ales, pentru fiecare experiență, în parte, prin tatonări prealabile, astfel încît să fie situată amonte pe direcția de curgere. Numai în acest fel a fost asigurată o succesiune normală a deplasării liniilor echipotențiale în direcția de curgere.



Ca instrument de măsură a fost folosit un potențiometru sovietic de tip EP -- 1 M , iar ca electrolit a fost utilizată o soluție saturată de sare de bucătărie, care a fost introdusă prin turnare în stratul acvifer.

Înainte de introducerea electrolitului, s-a procedat la ridicarea curbei echipotențiale inițiale. După introducerea electrolitului, la intervale



Curbele de egal potențial înainte și după introducerea electrolitului în stratul acvifer
în trei puncte diferite din lunca Trotușului.

Curbele trasate cu linie continuă reprezintă curbele de egal potențial înainte de introducerea electrolitului
iar cele cu linii înterrupte, după introducerea electrolitului, la tempi diferiți. Direcția de curgere este
reprezentată în funcție de nordul magnetic al locului.

de timp regulate, stabilite în funcție de viteza aproximativă de curgere, au fost ridicate curbele de egal potențial corespunzătoare intervalului de timp dat. Intervalele de timp, la care s-au făcut măsurările, au fost de 1, 2, 4, 6, 12, 24, 36 ore de la introducerea electrolitului. Toate curbele de egal potențial au fost materializate pe teren în jurul forajului, au fost ridicate topografic și apoi raportate pe planșe într-o scară convenabilă, așa cum se arată în figura de mai sus

Direcția de curgere a fost stabilită grafic, direct pe planșele orientate, iar viteza de curgere a fost calculată folosind de la caz la caz fie relația (3), fie relația (4). În final, rezultatele obținute au fost reprezentate pe harta cu izobatele stratului impermeabil, determinate prin SEV, sub forma de vectori la o scară arbitrar aleasă.

Rezultatele experiențelor. Determinarea direcției predominante de curgere și a vitezei de curgere a apei cantonată în pietrișurile din versantul drept al lunei Trotușului de la Comănești s-a făcut cu ajutorul proce-

deului descris mai sus, în paralel cu determinările hidrogeologice în foraje. Pe baza datelor obținute din trei experiențe cu metoda corpului încărcat, s-a determinat că direcția predominantă de curgere este WSW—ENE (în două puncte) și că local, într-un singur punct, există o direcție de curgere N—S (vezi figura). În comparație cu datele hidrogeologice, rezultă că direcția WSW — ENE este concordantă cu direcția generală determinată din alura hidroizohipselor. Direcția N—S, determinată cu metoda corpului încărcat într-un punct, deși contravine rezultatelor hidrogeologice, își poate găsi explicația în aceia că punctul studiat este situat pe o ridicare locală a substratului grezos-marnos, având orientarea și pantă în direcția N—S, perpendiculară pe cursul Trotușului din acea zonă. Calculul vitezei reale de curgere a apei subterane, după rezultatele experiențelor cu metoda corpului încărcat, a arătat că viteză maximă în pietrișurile de la Comănești este $V = 3,60$ m/z, iar viteză minimă este $V = 0,70$ m/z.

Experiențele efectuate în perimetru Ciorogîrla pentru determinarea direcției și vitezei de curgere a apei subterane din primul orizont acvifer, cantonat de asemenea în pietrișuri, au permis obținerea numai a direcției de curgere, care a fost concordantă cu datele hidrogeologice; viteză de curgere nu a putut fi determinată, întrucât nu au putut fi obținute date suficiente pentru calcul, atât din cauza timpului nefavorabil pentru lucru, cât și din cauza unor condiții hidrogeologice mult mai complicate față de cele de la Comănești. Stratul acvifer studiat la Ciorogîrla are o grosime mare (cca 8 m) și un debit mare de apă. În acest caz, nu a dat rezultate folosirea unei soluții saturate de sare de bucătărie. Experiențele efectuate au arătat că, pentru rezolvarea problemei, trebuie folosită sare nedizolvată, astfel ca electrolitul să se formeze direct în strat prin acțiunea de dizolvare a sării de către apă. În acest caz are importanță plasarea corpului de sare în dreptul stratului acvifer și nu la partea sa superioară.

Concluzii

1. Experiențele efectuate în cadrul I.S.P. au demonstrat că metoda corpului încărcat poate fi utilizată cu bune rezultate în studiile și cercetările hidrogeologice și poate căpăta o extindere mai mare în aceste studii.
2. Aplicarea metodei conduce la economii în studiile hidrogeologice, întrucât metoda este rapidă și eftină.
3. Pentru stabilirea unui procedeu standard de lucru, este necesară continuarea experiențelor pe cazuri cu condiții hidrogeologice căt mai diferite.



4. Considerăm că este necesar ca, prin aceste experiențe, să se stabilească :

Adincimea maximă la care poate fi situat stratul de apă, a cărui direcție și viteză de curgere se determină ;

Influența stratelor acvifere superioare, cînd se studiază un strat situat la un nivel mai inferior ;

Influența filtrelor metalice ce se introduc în forajele hidrogeologice de observație asupra rezultatelor determinărilor cu metoda corpului încărcat și studiul posibilităților de eliminare sau de evitare a acestei influențe, și ne propunem ca, în viitor, să studiem aceste probleme.

BIBLIOGRAFIE

1. Biczok Imre. Explorarea geoelectrică a terenurilor în practica inginerescă. Budapesta, 1954.
2. Dahnov V. N. Prospecțiunea electrică a zăcămintelor de petrol și gaze. *Gostoptehizdat*, M-L, p. 379—382. 1951.
3. Oghilvi A. A. Metode geoelectrice pentru studiul carstului. Moscova, 1956.
4. Popov I. V. Studii tehnico-geologice pentru construcțiile hidroenergetice. Trad. limba rusă. Edit. Energetică de Stat, II, partea V, p. 197—202. 1952.
5. Rodionov N. V. Cercetări inginero-geologice în regiuni de carst. *Lucrări geoelectricice*, p. 106—120. Moscova, 1958.
6. Tomescu N. Prospectări electrometrice de pînze de apă mineralizată în Bărăganul de nord. *Hidrotehnica*, VI, nr. 6, 215—216. 1961.

L'EMPLOI DE L'ÉLECTROMÉTRIE DANS LA DÉTERMINATION DE LA DIRECTION ET DE LA VITESSE D'ÉCOULEMENT DE L'EAU SOUTERRAINE

PAR

D. BIŞIR E. SELETCHI

(Résumé)

Le travail comprend une brève description du principe physique et de la base théorique de la méthode du corps chargé ; il décrit encore la manière de travail qu'on a adoptée ainsi que les résultats des expé-



Institutul Geologic al României

riences effectuées par cette méthode électrométrique pour la détermination de la direction et de la vitesse d'écoulement de l'eau souterraine.

Pour des couches aquifères, minces, étudiées dans la « lunca » de Trotuş, de très bons résultats ont été obtenus qui consistent dans la détermination rapide de la direction et de la vitesse réelle d'écoulement de l'eau souterraine.

Pour des couches aquifères, épaisses, à vitesse d'écoulement grande, étudiées dans le périmètre sanitaire de Ciorogîrla, la méthode de travail, employée pour les couches aquifères minces, n'est pas satisfaisante. Pour des cas pareils, les auteurs suggèrent que l'électrolite soit réalisé directement dans les couches et non pas extérieurement, à cause du grand débit d'eau qui provoque une forte dilution rapide de l'électrolite antérieurement préparé.

En s'étayant des résultats obtenus, les auteurs proposent l'extension et l'expérimentation de la méthode en conditions hydrogéologiques des plus variées.



CÎTEVA CAZURI DE CERCETĂRI GRAVIMETRICE ÎN SUBTERAN EFECTUATE ÎN REPUBLICA SOCIALISTĂ ROMÂNIA

DE

RADU BOTEZATU, MARIUS VISARION, JUSTIN ANDREI

ABSTRACT

Some Cases of Subsurface Gravimetric Researches carried out in Rumania. The paper shows the results for subsurface gravimetric researches carried out under different geological conditions both as rock types and geological structures within the Ghelar, Valea Morii, Bălan, Comănești mines, the delivery tunnel of the hydroelectric power station „V. I. Lenin” — Bicaz and the Gălean mine. For the first five cases, the density of the rock „in situ” was computed. For the last case (Gălean mine) the gravity anomaly within the salt massif was determined; the gravimetric data suggest informations on the shape and the location of the gravity centre of the salt massif.

În ultima vreme s-a înregistrat o tendință din ce în ce mai evidentă de lărgire a domeniului de aplicabilitate a cercetărilor gravimetrice prin folosirea acestora în probleme legate nu numai de prospectarea zăcămintelor de minereuri utile, ci și de explorarea sau chiar de exploatarea acestora, cu ajutorul măsurătorilor în subteran.

Interesul asupra acestui gen de cercetări gravimetrice este justificat atât de importanța căt și de diversitatea problemelor rezolvabile pe această cale. Înînd cont de scopul și condițiile în care se efectuează, cercetările gravimetrice în subteran pot fi clasificate în mai multe tipuri și anume :

Cercetări prin măsurători pe verticală. Măsurători în puțuri de extracție a exploatarilor miniere (determinarea variației pe verticală a „densi-



tății rocilor în loc"; determinarea masei aparente a obiectelor geologice traversate de puțul de extracție); măsurători în găurile de sondă (diagrama gravitației; diagrama gradientului vertical de ordinul I al gravitației; diagrama „densitații rocilor în loc”).

Cercetări prin măsurători în suprafață (în orizonturile exploatarilor miniere). Hărți ale anomaliei gravitației la nivelul orizonturilor de exploatare; secțiuni verticale ale anomaliei gravitației; hărți ale gradientului vertical de ordinul I al gravitației; secțiuni verticale ale gradientului vertical de ordinul I al gravitației.

Din cele de mai sus reiese în mod clar diversitatea posibilităților de informare pe care le oferă cercetările gravimetrice în subteran, pentru descifrarea structurii geologice ascunse în regiunile cercetate gravimetric.

Având în vedere că datele furnizate de aceste cercetări pot constitui o sursă de informații foarte interesante, este justificată efectuarea lor. Pentru aceste considerente, autorii au efectuat între anii 1958 și 1961 o serie de cercetări în subteran pe teritoriul țării noastre. Rezultatele obținute cu aceste ocazii fac obiectul acestui articol.

Mina Ghelar. În anul 1958 au fost executate măsurători repetate în Mina Ghelar la diferite orizonturi, situate pe două profile verticale în vecinătatea puțului de extracție. Punctele de măsurare au fost situate la distanța de 15–20 m față de puț, pentru a diminua cît mai mult efectul de atracție al acestuia.

Față de puțul de extracție, cele două profile verticale se găsesc situate la nord, respectiv la sud.

În general, același sistem de amplasare a punctelor de măsurare față de puțul de extracție a fost folosit în toate cazurile.

Zăcământul de fier de la Ghelar este reprezentat de o serie de corpi de minereu localizate la contactul dintre șisturi cristaline sericito-cloritoase sau sericito-grafitoase și calcare dolomitice. Minereul primar este sideroza care trece către partea superioară în limonit. Din punct de vedere structural, zăcământul împreună cu rocile înconjurătoare constituie un anticlinal.

Puțul de extracție al minei Ghelar este săpat în calcare dolomitice; partea lui inferioară ieșe însă din calcare și străbate șisturile cristaline.

Cercetările au fost efectuate pentru determinarea densitații rocilor în loc. Datele de măsurare împreună cu reducerile și valorile medii de densitate determinate între două orizonturi succesive sunt prezentate sintetic în tabelul 1.



Puful de extracție al Minei Ghelar. Cateul „densității rocilor în loc”

Stația	Gravit. măsurată (mgal)			Reduceri geofizice			Automa- lia gra- vităii	Variația anoma- liei gra- vităii	Dif. de niveli (m)	Densi- itatea (g/cm ³)
	Măs. I	Măs. II	Măs. III	Media	Relief topogr.	Puł	Galerie	Funcț. anomăă		
<i>Profil Nord</i>										
Suprafață	0,00	0,00	0,00	0,00	—	—	—	—	—	—
Orizontul I	4,06	4,16	4,12	4,11	3,32	0,00	-0,11	-2,73	4,59	—
Orizontul II	6,08	6,04	6,24	6,12	3,52	0,00	-0,11	-2,81	6,72	2,13
Orizontul III	8,04	8,03	8,03	8,03	3,59	0,00	-0,11	-2,89	8,62	1,90
Orizontul IV	10,29	10,12	10,19	10,20	3,60	0,00	-0,11	-2,97	10,72	2,10
Orizontul V	12,47	12,21	12,25	12,31	3,53	-0,01	-0,11	-3,06	12,66	1,94
<i>Profil Sud</i>										
Suprafață	0,00	0,00	0,00	0,00	—	—	—	—	—	—
Orizontul I	3,92	3,89	3,86	3,89	3,04	0,00	-0,11	-2,73	4,09	2,00
Orizontul II	5,77	5,77	5,84	5,79	3,22	0,00	-0,11	-2,81	6,09	—
Orizontul III	7,76	7,78	7,60	7,71	3,28	0,00	-0,07	-2,89	8,03	1,94
Orizontul IV	9,79	9,66	9,71	9,72	3,30	0,00	-0,12	-2,97	9,93	1,90
Orizontul V	12,15	11,88	11,77	11,93	3,26	-0,01	-0,07	-3,06	12,05	2,12



Este de remarcat că din cauza reliefului accidentat al regiunii și a poziției particulare a orizonturilor de exploatare față de acesta, a fost necesară evaluarea reducerilor de relief pînă la distanța de 150 km.

Valorile acestor reduceri au fost proiectate într-un grafic, reprobus în fig. 1, și nivilate, fiind folosite în calcul valorile citite pe curba de variație a reducerii de relief la nivelul orizontului respectiv.

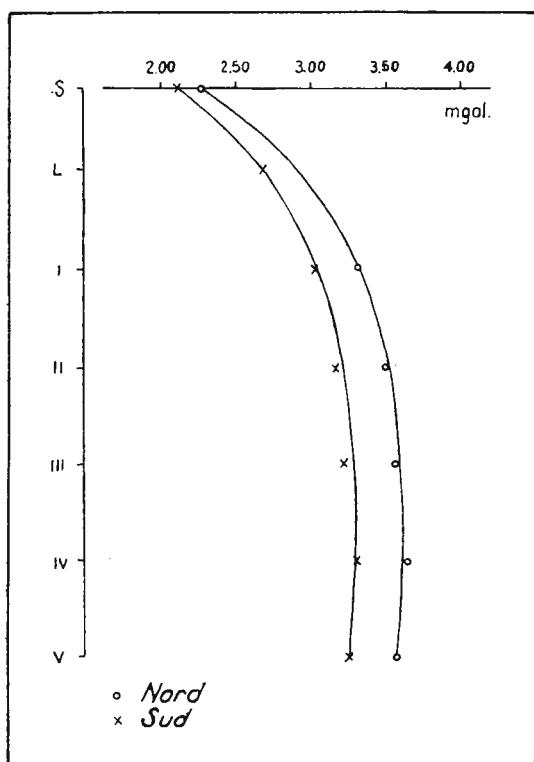
De asemenea, mina Ghelar fiind situată în zona de apex a unei anomalii gravimetrice cu cauză de adâncime, a fost necesară evaluarea funcțiunii anomale la diferitele nivele de măsurare.

Rezultatele obținute sint sintetizate în fig. 2, în care variația densității medii a rocilor în loc între diferitele orizonturi este marcată prin linii întrerupte. În paralel cu datele obținute prin cercetarea gravimetrică sint indicate prin cerculete, valoările densității determinate direct pe probe de rocă, colectate din zona punctelor de măsurare, cu indicarea

Fig. 1. — Curbele de nivlare a reducerilor de relief pentru diferitele orizonturi în cazul Minei Ghelar.

descrierii petrografice a tipului de rocă. În afară de orizontul I, unde concordanța între cele două tipuri de date este mai puțin bună, rezultatele obținute pe cele două căi prezintă o remarcabilă concordanță la diferențe medii de mai puțin de $0,05 \text{ g/cm}^3$. Avînd în vedere că se face o comparație între valori medii de densitate între două orizonturi și valori obținute pe un număr mic de probe, posibil nereprezentative, se pot considera valabile rezultatele obținute prin cercetarea gravimetrică.

Mina Valea Morii. În anul 1961, măsurători în același scop au fost efectuate în Puțul Antoniu al minei Valea Morii (Brad).



Mina Valea Morii exploatează aur în filoane de cuart și calcit cu impregnații de pirită, calcopirită, blendă și galenă, situate într-o masă de andezit alterat sau de brecie andezitică, legate de craterul Barza și de un filon de andezit cuartifer care aflorează în partea superioară a Văii Arsului.

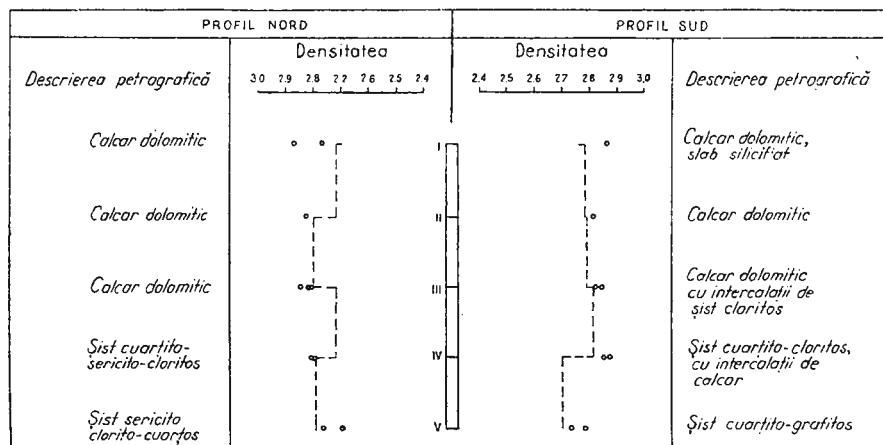


Fig. 2. — Rezultatele comparative ale determinării densității rocilor în loc și a determinărilor directe pe probe de rocă pentru Mina Ghelar.

Rezultatele obținute sunt sintetizate în tabelul 2, împreună cu valourile de densitate determinate direct pe probe de rocă colectate de la diversele orizonturi.

TABELUL 2

Rezultatele determinării „densității medii a rocilor în loc” și a determinărilor directe de densitate în Puful Antoniu, Mina Valea Morii.

Orizontul	Determinări directe de densitate			Densitatea medie a rocilor în loc g/cm ³
	Roca	Numărul de probe	Densitatea g/cm ³	
VII	lavă andezitică	3	2,52–2,56	2,478
II	lavă andezitică	13	2,48–2,74	2,476
1 Mai (Victor)	brecie andezitică	6	2,40–2,56	2,485
– 60	brecie andezitică	4	2,54–2,57	2,552
– 120	brecie andezitică	9	2,40–2,57	
Valoarea medie :			2,540	2,498



Și în acest caz, acordul dintre valoarea medie determinată direct pe probe și valoarea medie a densității rocilor în loc este suficient de bun, la diferență de $0,042 \text{ g/cm}^3$; același lucru se poate spune și pentru datele parțiale, pe porțiunile situate între două orizonturi.

Mina Bălan. În anul 1960 au fost efectuate măsurători în trei puncte covarticale, situate în galeriile Antoniu, -50 și -85 din mina Bălan, în vederea determinării densității rocilor în loc.

Mina Bălan exploatează o mineralizație de pirită și calcopirită în gangă de cuarț lăptos, care constituie vinișoare, lentile sau impregnații în sisturi cristaline, cloritoase și filitoase.

TABELUL 3

Rezultatele determinării „densității medii a rocilor în loc” în Mina Bălan.

Orizontul	Densitatea medie a rocilor în loc g/cm^3
Antoniu	
- 50	2,716
- 85	2,705
Valoarea medie :	2,711

TABELUL 4

Valorile densității rocilor din Mina Bălan obținute prin determinări directe.

Roca	Numărul de probe	Densitatea (g/cm^3)	
		Limite de variație	Valoarea medie
Şist cloritos sericitos talcos	6	2,40 – 2,84	2,64
Şist cloritos sericitos muscovitic	2	2,74 – 2,80	2,77
Valoarea medie :			2,673



Rezultatele obținute prin măsurările gravimetrice pentru densitatea medie a rocilor în loc și prin determinări directe pe probe de rocă din punctele de măsurare sunt sintetizate în tabelele 3 și 4.

În acest caz neconcordanța între valorile medii a densității rocilor obținute pe cele două căi este de numai $0,038 \text{ g/cm}^3$.

Mina Comănești. Măsurători de asemenea pentru determinarea densității medii a rocilor în loc au fost efectuate în anul 1960 în puțul principal al exploatarii miniere Comănești.

Mina Comănești exploatează cărbuni bruni din complexul cărbunos aparținând Sarmățianului. Depozitele sarmațiene stau pe un fundament de fliș paleogen și suportă la suprafață depozite meoțiene. Bazinul Comănești este fragmentat în cinci cuvete, separate între ele prin creste de Paleogen. Puțul principal se găsește situat pe flancul de est al cuvetei vestice (cuveta Asău).

Densitatea medie a rocilor în loc determinată între gura și talpa puțului principal a furnizat valoarea de $2,418 \text{ g/cm}^3$.

Valorile de densitate determinate direct pe probe din diferitele roci de vîrstă sarmațiană sunt sintetizate în tabelul 5.

TABELUL 5

Valorile densității rocilor sarmațiene din bazinul Comănești, obținute prin determinări directe.

Roca	Numărul de probe	Densitatea (g/cm^3)	
		Limite de variație	Valoarea medie
Nisip	1	2,34	2,34
Argilă nisipoasă	1	2,20	2,20
Gresie nisipoasă	1	2,40	2,40
Gresie argiloasă	1	2,34	2,34
Gresie friabilă	2	2,20 – 2,34	2,27
Marnă	1	2,42	2,42
Șist argilos	5	2,30 – 2,54	2,39
Șist marnos	1	2,20	2,20



Comparația celor două serii de date obținute asupra densității rocilor ne arată o valoare ceva mai mare pentru densitatea rocilor în loc decât media valorilor de densitate determinate pe cale directă; aceasta provine probabil din faptul că în depozitele sarmațiene predomină ca grosime șisturile argiloase și gresiile, care au densitatea în jur de $2,40 \text{ g/cm}^3$.

Tunelul de aducție al hidrocentralei V. I. Lenin-Bicaz. În anul 1960 s-a încercat determinarea densității rocilor în loc într-o variantă originală, pe baza a două profile gravimetrice cu stații cuplate pe verticală, unul situat în tunelul de aducție al hidrocentralei V. I. Lenin de la Bicaz și celălalt situat corespunzător pe relieful terenului. În modul acesta s-au realizat 25 cupluri de cîte două stații situate respectiv pe cîte o verticală, care permit determinarea densității rocilor în loc de-a lungul traectului tunelului de aducție în jumătatea lui nordică.

În pl. I este reprobus un profil geologic schematic după I. Bănică, din care reiese stratigrafia și tectonica formațiunilor străbătute de tunelul de aducție în porțiunea cercetată de noi. În paralel este prezentată variația densității medii a rocilor în loc, determinată în cele 25 stații, pe baza datelor din tabelul 6.

Valorile de densitate obținute prin determinări directe după probe de rocă sunt sintetizate în tabelul 7.

Referitor la pl. I și tabelul 6 este de remarcat că din cauza condițiilor specifice ale cazului în speță, valorile densității medii a rocilor în loc pentru cele 25 stații sunt afectate de erori diferite, deoarece sunt determinate pe baza unor diferențe de nivel variante ca valoare și care se înscriu între limitele de 100,74 m și 338,70 m. Acesta este un amănunt ce nu poate fi neglijat în interpretarea rezultatelor.

Comparând datele obținute pentru densitatea medie a rocilor în loc cu valorile densităților obținute prin determinări directe, se constată în general aceeași bună concordanță ca și în cazurile precedente. Sunt de remarcat îndeosebi valorile mai scăzute ale densității pentru rocile marnocalcaroase (jumătatea din dreapta a profilului), față de cele mai ridicate pentru rocile șistoase-argiloase (jumătatea din stînga a profilului). Valoarea mare a densității obținute în stația 12 se datoră probabil accidentului tectonic (falie + simbure anticlinal de șisturi negre) care a introdus o valoare anomală în diferența de gravitate măsurată; valorile mai ridicate ale densității din zona intrării în tunel se datoră probabil diferenței de nivel mai mici dintre stațiile cuplate pe verticală și posibil și precizia insuficientă a reducerii de relief în acest sector cu variații de relief mai mari.

TABELUL 6

*Densitatea medie a rocilor în loc de-a lungul tunelului de aducție al hidrocentralei
V. I. Lenin- Bicaz.*

Stații	Diferența de nivel (m)	Densitatea medie a rocilor în loc (g/cm ³)
1	100,74	2,846
2	145,92	2,662
3	160,51	2,677
4	168,69	2,557
5	215,24	2,602
6	221,85	2,566
7	263,97	2,563
8	293,29	2,580
9	319,47	2,564
10	335,46	2,544
11	284,57	2,588
12	289,91	2,748
13	335,45	2,629
14	338,70	2,517
15	310,74	2,506
16	299,56	2,553
17	291,10	2,500
18	291,25	2,496
19	262,13	2,450
20	241,08	2,472
21	251,74	2,468
22	250,15	2,529
23	282,01	2,513
24	279,68	2,538
25	258,72	2,524

Mina Gălean. Tot în anul 1960 au fost efectuate cercetări gravimetrice în subteran în mina Gălean (Tg. Ocna). O primă încercare de determinare a densității rocilor în loc a condus la valoarea eronată de cca 2,45 g/cm³, datorită faptului că majoritatea punctelor de măsurare se găseau în interiorul sau la marginea obiectului geologic anomal (masiv de sare cu săruri de potasiu și magneziu, situat în depozitele orizontului cenușiu al Mio-cenului).



TABELUL 7

Valorile densității rocilor din zona tunelului de aducție al hidrocentralei V. I. Lenin-Bicaz, obținute prin determinări directe.

Roca	Numărul de probe	Densitatea (g/cm ³)	
		Limite de variație	Valoarea medie
Orizont marno-calcaros (Senonian)	4	2,56 – 2,64	2,62
Orizont șistuos-argilos (Senonian)	1	2,58	2,58

TABELUL 8

Valorile densității rocilor din zona Minei Gălean obținute prin determinări directe.

Roca	Numărul de probe	Densitatea (g/cm ³)	
		Limite de variație	Valoarea medie
Brecia sării cu șist argilos	1	2,30	2,30
Brecia sării cu gresie	2	2,14 – 2,34	2,24
Brecie cu sare și carnalit	1	2,20	2,20
Sare gemă curată	4	2,10 – 2,20	2,15
Silvină	5	2,10 – 2,18	2,14
Carnalit	5	2,10 – 2,18	2,14
Polihalit	2	2,45 – 2,66	2,55
Marne (Orizontul cenușiu Helvețian sup.)	4	2,20 – 2,40	2,35

În tabelul 8 reproducem valorile densității rocilor din zona minei Gălean, obținute prin determinări directe pe probe colectate de la diferențele orizonturi ale minei, în vecinătatea punctelor de măsurare.



Acum primul eșec ne-a făcut să reluăm problema cercetării gravimetrice în subteran pentru cazul minei Gălean într-o altă rezolvare și anume în sensul conturării anomaliei gravimetrice în însăși obiectul anomal.

Rezultatele obținute sunt prezentate în pl. II care reprezintă o secțiune verticală pe direcția E-W de variație a anomaliei gravitației, construită pe baza a 13 puncte măsurate la diferite nivele în interiorul minei Gălean și a 11 puncte măsurate pe suprafața solului. Ea arată că anomalia gravitației în interiorul masivului de sare este reprezentată de un minim larg, de intensitate circa $-0,5$ mgal, situat către suprafață, conjugat în adâncime cu un maxim mult mai strîmt și de intensitate mai mare, atingând $+1,2$ mgal. Aceasta ne indică forma mai largă a masivului de sare către suprafață și împărarea lui în adâncime printr-un peduncul de secțiune mai mică.

În fig. 3 este prezentat un profil vertical de variație a anomaliei gravitației construit pe baza secțiunii din pl. II, după direcția indicată prin linia întreruptă; în paralel este figurată și variația anomaliei gravitației integrate pentru un contrast de densitate de $0,20 \text{ g/cm}^3$ (așa cum reiese din tabelul 8), pe baza formei aproximative a corpului de sare conturată de lucrările miniere și în ipoteza că acest corp ar fi bidimensional. Cu toate aproximățiile de mai sus, aspectul celor două curbe este sensibil asemănător.

Este de asemenea de remarcat, după poziția curbei zero a anomaliei gravimetrice, că poziția centrului de greutate al masivului de sare este situată la adâncimea de $150 - 175$ m.

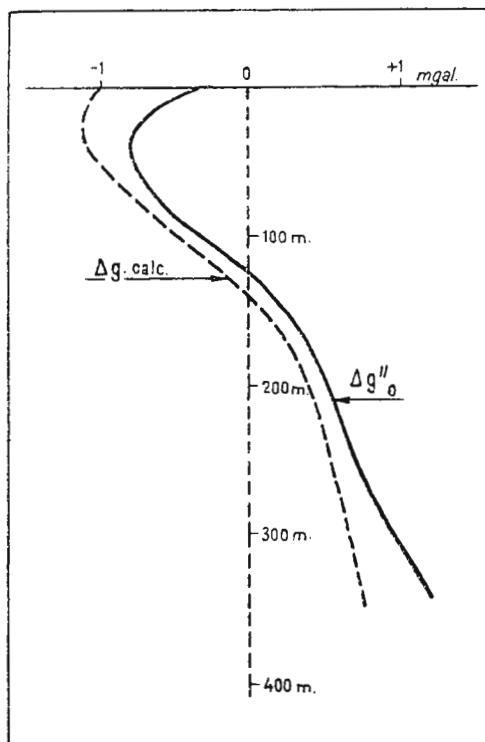


Fig. 3. — Profil vertical de variație a anomaliei gravitației în zona centrală a masivului de sare exploatat în mina Gălean.

Concluzii. Cele cîteva încercări de cercetări gravimetrice în subteran ne-au permis să punem la punct metodica și tehnica de lucru în acest gen de cercetări, în măsura în care acestea pot fi standardizate.

Experiența acumulată cu această ocazie ne-a permis să formulăm cîteva concluzii, dintre care cele mai importante sunt următoarele :

În cercetările gravimetrice efectuate în subteran sunt necesare pre-cauțiuni mult mai restrictive decât în cele de prospecție gravimetrică. Astfel, valorile cîmpului gravitației trebuie determinate cu o eroare maximă de $\pm 0,05$ mgal, lucru care poate fi realizat la aparatele de tip Nörgaard cu care s-a lucrat numai prin măsurători repetitive și acceptarea valorilor care sunt grupate la maximum $+0,20$ mgal.

Reducerile geofizice aplicate valorilor de gravitate măsurată (în aer liber, de strat intermediar, de excavații miniere, cîmp normal, funcție anomală, etc.) trebuie evaluate cu foarte multă grijă. Cînd măsurătorile sunt efectuate la mai multe nivele, folosirea de grafice de nivelare care să aibă o legitate logică se impune.

Cercetările noastre în subteran au urmărit îndeosebi determinarea densității medii a rocilor în loc, în scopul îmbunătățirii interpretării geologice a anomalilor gravimetrice cartate în cîteva regiuni de interes economico-minier.

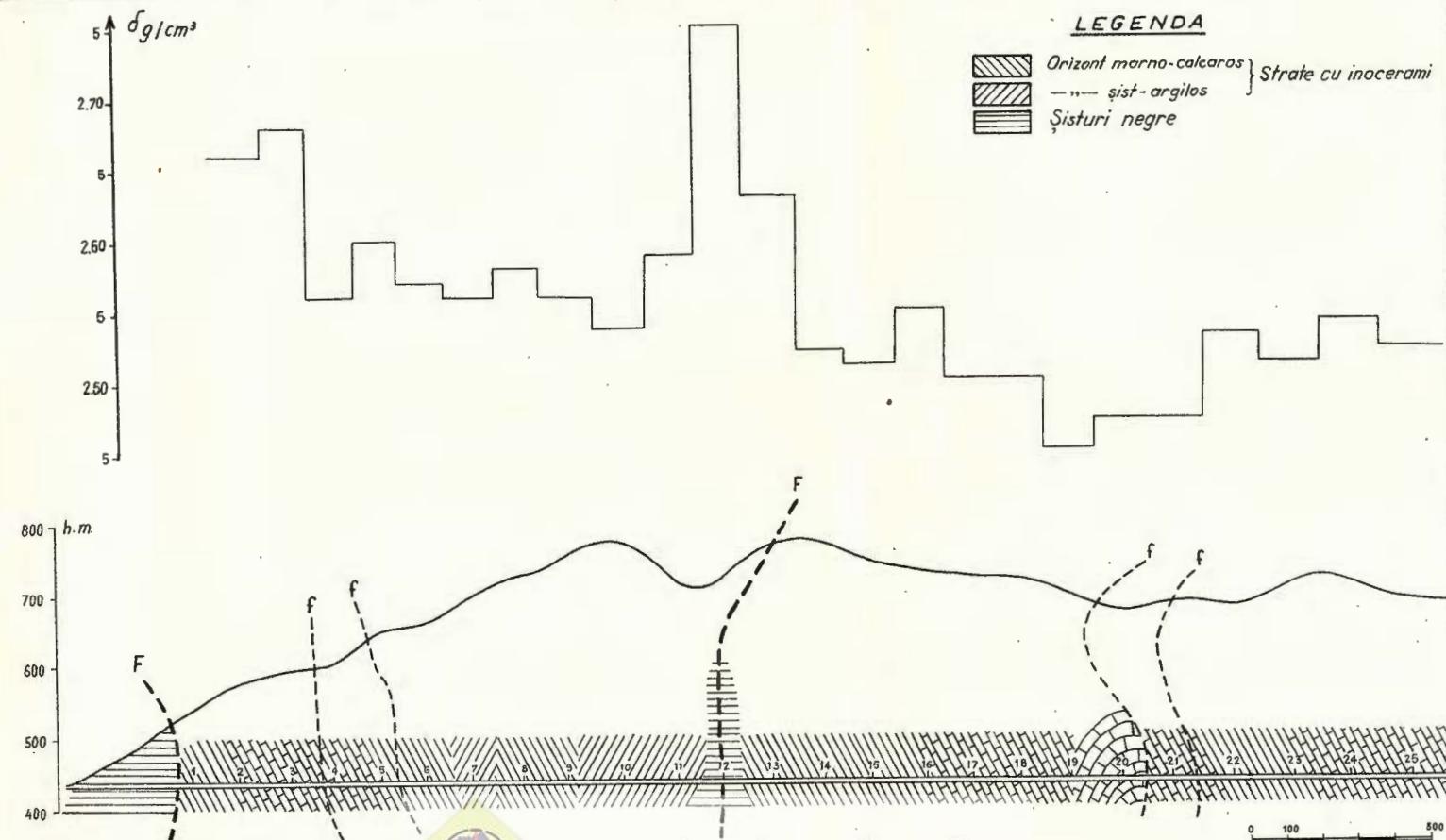
Cu intenție, cercetările în subteran pentru determinarea densității rocilor în loc au fost executate în condiții geologice foarte diferite, atât ca tipuri de roci cît și ca structură geologică și anume : flanc de sinclinal cu depozite sedimentare neogene la Comănești, zonă sedimentară de pînză cretacică la Bicaz, zonă de roci cristaline mineralizate la Bălan, zonă de contact cristalin-sedimentar cu mineralizații la Ghelar și neck eruptiv la Valea Morii.

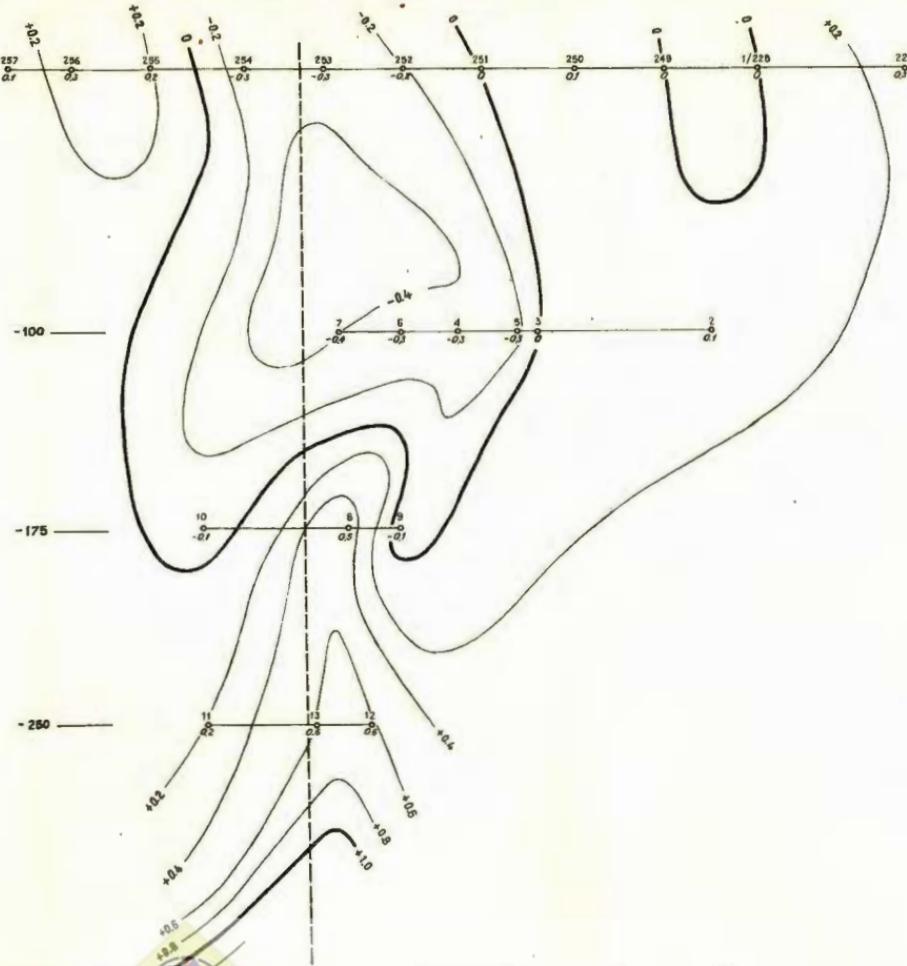
În general, valorile de densitate medie astfel determinate sunt probabil bune. Ele sunt apropiate de valorile determinate prin metoda directă pe probe de rocă, cu rezerva asupra acestora din urmă că nu pot fi considerate ca reprezentative decât pe un număr foarte mare de probe, ceea ce autorii nu au putut realiza și chiar și în acest caz probele de rocă rupte din strat se găsesc în alte condiții de presiune, umiditate, etc., decât rocile în loc. În aceste circumstanțe, autorii acordă valorilor determinate a densității rocilor în loc o valabilitate deplină.

Eroarea de determinare a acestor valori este greu de precizat, însă ea nu întrece probabil maximum $+0,05$ g/cm³, ceea ce poate fi considerat ca satisfăcător.

Diferențele între valorile determinate prin cercetările gravimetrice în subteran și cele determinate direct sunt atât în plus cît și în minus.







Institutul Geologic al României

În această direcție autorii, contrar unor observații apărute în literatură de specialitate, consideră că nu se poate stabili un criteriu de deviere într-un anumit sens a valorilor densității medii a rocilor în loc față de valorile determinate direct.

Încercarea de construire a unei secțiuni verticale de variație a anomaliei gravitației a fost încununată de succes, conducind la informații prețioase cu privire la obiectul anomal din subsol. În condiții mai avantajoase, respectiv în mine cu mai multe orizonturi accesibile măsurătorilor, este probabil ca rezultatele obținute pe această cale să fie și mai interesante și să permită chiar determinări cantitative ale formei obiectului geologic anomal.

În concluzie, autorii consideră că dezvoltarea pe viitor a cercetărilor gravimetricice în subteran va largi sursele de informare gravimetrică, contribuind la realizarea cu mai mult succes a interpretării geologice a anomalilor gravitației în regiunile de interes economico-minier imediat. În acest sens, densitatea medie a rocilor în loc este considerată ca cea mai importantă mărime de determinat.

BIBLIOGRAFIE

- Allen W. E., Caillouet H. J. Stanley L. Gravity investigations in the Hockley Salt Dome, Harris County, Texas. *Geophysics*, XX/4. 1955.
- Algermissen S. T. Underground and surface gravity survey, Leadwood, Missouri, *Geophysics*, XXVI/2. 1961.
- Artemiev M. E., Taraka Iu. A. Gravimetrieskaia nabliudenie v odnoi iz saht Krivojskovo baceina. *Razvedocinaia i promislovaia geofizika*, nr. 38. 1960.
- Botezatu R. Studiu actual al prospecțiunii gravimetricice pentru zăcăminte de mineruri și cărbuni. *Revista Minelor*, nr. 9. 1956.
- Facsinay L., Ha áz né R. H. Közetsürségmeghatározás a felszin alatt különböző mélységekben végzett gravimétermérések alapján. *Geofizikai Közlemények*, II/4. 1953.
- Gilbert R. L. Gravity observations in a borehole. *Nature*, nr. 170. 1952.
- Haalck H. Lehrbuch der angewandten Geophysik. Verlag von Gebrüder Borntraeger. Berlin, 1934.
- Hammer S. Density determinations by underground gravity measurements. *Geophysics*, XV/4. 1950.
- Jung H. Dichtebestimmung im ausstehenden Gestein durch Messung der Schwerkbeschleunigung in verschiedenen Tiefen unter Tage. *Zeitschr. f. Geophysik*, XV/1—2. 1939.
- Lukavcenko P. J. K voprosu ob izmereniah sili tiajesti v burovih skvajinah. *Prikladnaia GEOFIZIKA*, nr. 4. 1948.
- Lukavcenko P. J. Ob izmereniah sili tiajesti v burovih skvajinah, *Prikladnaia GEOFIZIKA*, nr. 12. 1955.



12. Peters J. W., Dugan A. F. Gravity and magnetic investigations at the Grand Saline Salt Dome, Van Zandt Co, Texas. *Geophysics*, X/3. 1945.
13. Rische H. Dichtebestimmungen im Gesteinverband durch Gravimeter und Drehwaagemessungen unter Tage. *Freiberger Forschungshefte, Geophysik*, C35, Akademie Verlag, Berlin, 1957.
14. Rogers G. R. Subsurface gravity measurements. *Geophysics*, XVII/2. 1952.
15. Smith N. J. The case for gravity data from boreholes. *Geophysics*, XV/4. 1950.
16. Veselov K. E. Opredelenie plotnosti gornih porod po gravimetricheskim izmereniam v skvajinah. *Razvedocinaia i promislovaia GEOFIZIKA*, nr. 16. 1956.

RECHERCHES GRAVIMÉTRIQUES EN SOUTERRAIN, EFFEC- TUÉES DANS LA RÉPUBLIQUE SOCIALISTE DE ROUMANIE

PAR

R. BOTEZATU, M. VISARION, J. ANDREI

(Résumé)

Dans cet ouvrage les auteurs exposent les résultats des recherches gravimétriques en souterrain, effectuées dans des conditions géologiques différentes en tant que types de roches et structure géologique, à savoir : dans les mines de Ghelar, Valea Morii, Bălan, Comănești, le tunnel d'adduction de l'hydrocentrale „V. I. Lénine-Bicaz” et la mine de Gălean.

Dans les premiers cinq cas, les recherches ont déterminé la densité moyenne des roches en place. Les résultats synthétisés dans les tableaux 1—7 et la figure 2 et la pl. I précisent la concordance entre les valeurs de la densité, obtenues par la méthode des recherches en souterrain et celles acquises directement sur des échantillons de roche prélevés à proximité des points de mesure.

Dans la mine de Gălean a été déterminée l'anomalie de la gravité à l'intérieur du massif de sel exploité par des travaux miniers, présentée dans la section verticale de l'anomalie de la gravité (pl. II).

Les données gravimétriques acquises réussissent à préciser la forme et la position du centre de gravité du massif de sel.

Basés sur les résultats obtenus, les auteurs opinent pour le développement dans un futur proche des recherches gravimétriques en souterrain, comme source d'informations supplémentaires en vue d'une meilleure interprétation géologique des anomalies gravimétriques dans les zones d'intérêt économique-minier immédiat.



UNDE DIFRACTATE ÎN PROSPECTIUNEAL SEISMICĂ

DE

I. CORNEA, V. CHIȘCAN, M. BARBU

ABSTRACT

D i f f r a c t e d W a v e s i n S e i s m i c P r o s p e c t i n g . F e a t u r e s c o n c e r n i n g the apparițion of diffracted waves in seismic prospecting as well as different physico-mathematical elements necessary for the solution of the cinematic problem of these waves are exposed. In order to specify some practical criteria for the identification and interpretation of the diffracted waves plotted on seismograms, a comparative analysis of the hodographs of the reflected and diffracted waves registered all along the profiles going through the shooting points is carried out. The last part includes some practical examples of diffracted waves identified on seismograms, by means of which a series of tectonical disturbances within the Moesic Platform have been stated.

Generalități

Lucrările de prospectiune seismică efectuate în regiuni cu tectonică complicată (falii, limite verticale de separare etc.), au pus în evidență pe lîngă undele reflectate și refractate care se înregistrează curent pe seismograme și alte tipuri de unde.

Pentru precizarea lor, Frank Rieber [13] a analizat scheme geometrice simplificate cu care modela anumite condiții geotectonice.

Un exemplu elementar, simplificat, al unei zone cu tectonică complicată ar fi o limită de separație (plană și orizontală) a două strate, afectată de o falie verticală (pl., fig. 1).

Din intersecția suprafețelor de separație S_1 și S_2 cu planul faliei F se obțin două muchii M_1 și M_2 .



Institutul Geologic al României

În general, limita de separație a două medii și suprafața de faliere pot avea o formă oarecare în spațiu. Fie :

$$S_1(x, y, z) = 0; \quad S_2(x, y, z) = 0; \quad F(x, y, z) = 0; \quad (1)$$

ecuațiile celor trei suprafete.

Rezultă clar că dacă aceste trei suprafete au puncte comune (adică dacă este vorba de o limită faliată), intersecțiile lor în spațiu vor fi două curbe a căror ecuații sunt :

$$\begin{aligned} S_1(x, y, z) &= 0 && \text{ecuația muchiei } M_1 \\ F(x, y, z) &= 0 && \end{aligned} \quad (2)$$

$$\begin{aligned} S_2(x, y, z) &= 0 && \text{ecuația muchiei } M_2 \\ F(x, y, z) &= 0 && \end{aligned}$$

În cazul unei structuri geologice cu suprafete de separație între strate de forme oarecare, dacă sunt prezente dislocații tectonice pot apărea deci muchii de contrast (discontinuități).

După cum se știe, prospecțiunea seismică studiază structura geologică a subsolului cu ajutorul propagării undelor elastice generate prin explozii sau alte procedee în diverse puncte ale suprafetei de observație.

Din punct de vedere fizic, fenomenele care apar în timpul propagării undelor de orice natură ar fi ele sănt evident guvernate de aceleași legi.

Întrucit în cazul propagării cîmpului acustic și electromagnetic, apar fenomene de difracție atunci cînd în spațiul în care are loc propagarea se află obstacole sau discontinuități cu dimensiuni comparabile ca ordin de mărime cu lungimea de undă a cîmpului care se propagă, este de așteptat ca și în cazul propagării undelor elastice să apară unde difractate.

Pentru a stabili dacă aceste unde difractate pot apărea, trebuie comparate mai întîi dimensiunile eventualelor discontinuități cu lungimea de undă a undelor elastice.

În general viteza „V” a undelor elastice în roci variază între 2000 – 4000 m/s, iar perioada „T” corespunzătoare frecvenței fundamentale între 0,025 – 0,050 sec., rezultă că lungimea de undă ($\lambda = V \cdot T$) poate fi 200 m > λ > 50 m.

Din aceste cifre rezultă că din punct de vedere fizic este de așteptat ca în cazul unor discontinuități și obstacole cu dimensiuni de ordinul



lungimii de undă sau mai mici, prezente în mediul în care are loc propagarea undelor elastice, să apară unde difractate.

Condițiile unor asemenea discontinuități sunt îndeplinite în toate unitățile mari geologice.

Astfel în platformă sunt prezente falii, în zona mio-pliocenă falii, acumulări de sare de dimensiuni mici, în zona flișului falii, solzi, limite de separație verticale.

După ce s-a stabilit posibilitatea apariției acestor unde prin analogie cu fenomenele de difracție din acustică și electromagnetism, a fost necesar să se dovedească teoretic și experimental dacă undele difractate sunt suficiente de puternice (transportă suficientă energie) pentru a se putea înregistra cu aparatul folosită în prospecțiunea seismică.

Cercetările teoretice și experimentale efectuate de diversi autori [2, 3, 4, 6, 7, 10, 12] în scopul urmăririi acestor unde, au pus în evidență nu numai apariția lor, ci și faptul că acestea pot avea o intensitate comparabilă ca ordin de mărime (în anumite domenii ale planului de observație) cu cea a undelor reflectate.

În aceste condiții prezintă interes studiul undelor difractate în scopul găsirii de criterii practice de identificare a lor pe seismograme și rezolvării unor probleme geologice.

Pentru că înregistrările seismice se fac cu o aparatură care influențează dinamica oscilațiilor (conține elemente neliniare), se consideră util ca analiza undelor difractate în scopul stabilirii de criterii practice de identificare a lor să se facă din punct de vedere cinematic, așa cum se analizează curent în practică și undele reflectate. (Menționăm că undele difractate sunt analizate și sub aspect dinamic de diversi autori [9, 10]).

În cele ce urmează se vor prezenta sumar particularitățile cinematice ale undelor difractate care se întâlnesc în prospecțiunea seismică.

Sub termenul general de fenomene de difracție se înțeleg totalitatea fenomenelor ce apar cînd în drumul propagării undelor intervin obstacole care determină încetarea acțiunii unor porțiuni din frontul undei (pl., fig. 2).

În practica prospecțiunii seismice se întâlnesc diverse situații care determină încetarea acțiunii unor porțiuni din frontul undei în funcție de undele care cad pe obstacol.

Astfel pot fi :

Unda directă-difractată dacă începează acțiunea frontului undei directe (pl., fig. 3.) ;

Unda reflectată-difractată dacă începează acțiunea frontului undei reflectate (pl., fig. 4.) ;

Unda refractată-difractată dacă încetează acțiunea frontului undei refractate (pl., fig. 5).

În afară de tipurile amintite mai sus, care sunt determinate de tectonica unei zone, menționăm că pot apărea și unde difractate legate de diverse neuniformități ale zonei superioare (pl., fig. 6).

Elementele necesare stabilirii ecuației hodografului de suprafață al undelor difractate. Se știe că din punctele de discontinuitate pornesc o infinitate de raze difractate în toate direcțiile. Aceasta înseamnă că energia undei incidente dintr-un punct P al muchiei M se distribuie la toate razele difractate. Este evident că cea mai mare energie o vor transporta acele raze difractate care vor satisface condițiile de timp minim de propagare (Fermat).

Hodografii undelor difractate au fost stabiliți [1] pe baza acestui principiu energetic, adică s-au găsit traiectoriile razelor care satisfac principiul de minim și s-a calculat timpul de propagare corespunzător acestor traiectorii.

Să considerăm că un element infinitezimal dS_i din traiectoria razei directe, care cade în punctul P_1 al muchiei M , este parcurs în timpul dt_i (pl., fig. 7).

De asemenea considerăm că un element infinitezimal din traiectoria razei difractate care pleacă din punctul P_1 al muchiei M este parcurs în timpul dt_d .

Sunt evidente relațiile :

$$\begin{aligned} dt_i &= \frac{dS_i}{V_i(x, y, z)} \\ dt_d &= \frac{dS_d}{V_d(x, y, z)} \end{aligned} \quad (3)$$

unde $V_i(x, y, z)$ și $V_d(x, y, z)$ sunt vitezele de propagare corespunzătoare undei incidente (directe), respectiv difractate.

Din relațiile (3) prin integrare se pot determina t_i (timpul necesar undei pentru a parcurge drumul din punctul de explozie „O” pînă în punctul de difracție P_1) și t_d (timpul necesar undei difractate pentru a parcurge drumul din punctul P_1 în punctul de observație Q_1)

$$\begin{aligned} t_i &= \int_O^{P_1} \frac{dS_i}{V_i(x, y, z)} \\ t_d &= \int_{P_1}^{Q_1} \frac{dS_d}{V_d(x, y, z)} \end{aligned} \quad (4)$$



Timpul de difracție T_d înregistrat în punctul Q_1 și raportat la momentul exploziei va fi :

$$T_d = \int_0^{P_1} \frac{dS_i}{V_i(x, y, z)} + \int_{P_1}^{Q_1} \frac{dS_d}{V_d(x, y, z)} \quad (5)$$

Dacă traекторiile razei incidente (directe) și ale celei difractate sunt descrise de ecuațiile :

$$\begin{cases} y_i = y_i(x) \\ z_i = z_i(x) \end{cases} \quad (6)$$

$$\begin{cases} y_d = y_d(x) \\ z_d = z_d(x) \end{cases}$$

și dacă se exprimă elementele de traекторie dS_i și dS_d în funcție de proiecțiile lor se găsește :

$$dS_i = \sqrt{dx_i^2 + dy_i^2 + dz_i^2} \quad (7)$$

$$dS_d = \sqrt{dx_d^2 + dy_d^2 + dz_d^2}$$

sau :

$$dS_i = \sqrt{1 + y_i'^2 + z_i'^2} \cdot dx \quad (8)$$

$$dS_d = \sqrt{1 + y_d'^2 + z_d'^2} \cdot dx$$

în care :

$$y' = \frac{dy}{dx} ; \quad z' = \frac{dz}{dy}$$

Înlocuind (8) în (5) se găsește :

$$T_d = \int_0^{P_1} \frac{\sqrt{1 + y_i'^2 + z_i'^2}}{V_i(x, y, z)} \cdot dx + \int_{P_1}^{Q_1} \frac{\sqrt{1 + y_d'^2 + z_d'^2}}{V_d(x, y, z)} \cdot dx \quad (9)$$

În cazul undelor reflectate-difractate sau refractate-difractate modul de tratare este asemănător cu cel de mai sus, ținându-se seamă de cele trei drumuri.

După stabilirea relației care dă în general timpul de difracție T_d după o traectorie oarecare trebuie aleasă acea rază care satisfac principiul de minim. În acest fel determinarea traectoriei se reduce la o problemă de calcul variațional și anume la a determina o traectorie din mulțimea de curbe care pleacă din punctul P_1 și ajung în Q_1 . Această problemă este



cunoscută sub numele de „aflarea extremlor” și este asemănătoare cu problemele de minim (maxim), întâlnite curent în analiza matematică.

Deosebirea constă în aceea că în timp ce în analiza matematică se determină un număr (x_1) pentru care funcția (y) este minimă (maximă) cu ajutorul condiției $dy/dx = 0$ în problemele de calcul variațional, trebuie determinată o funcție care face o expresie să devină extremală. Condiția de extremum este dată de ecuațiile lui Euler :

$$\frac{\delta F}{\delta y} - \frac{d}{dx} \frac{\delta F}{\delta y'} = 0 ; \quad \frac{\delta F}{\delta z} - \frac{d}{dx} \frac{\delta F}{\delta z'} ; \quad (10)$$

Funcția F pentru cazul analizat este :

$$F = \frac{\sqrt{1 + y'^2 + z'^2}}{V} \quad (11)$$

Pentru rezolvarea completă a problemei mai trebuie avută în vedere legea reflecției, refracției, cum și condiția care trebuie îndeplinită în cazul apariției undei difractate.

Este remarcabil că legea care guvernează fenomenul de difracție este similară formal cu legea reflecției.

Pentru a face o analogie cu legea reflecției să reprezentăm această lege sub formă vectorială (produs scalar a doi vectori).

Condiția ca unghiul de incidentă să fie egal cu unghiul de reflexie rezultă și din relația de mai jos :

$$(\bar{i} + \bar{r}) \cdot \bar{\tau} = 0 \quad (12)$$

în care :

\bar{i} = vesorul tangentei la raza incidentă în punctul de reflexie.

\bar{r} = vesorul tangentei la raza reflectată în punctul de reflexie.

$\bar{\tau}$ = vesorul tangentei unei direcții din planul tangent la suprafața de reflexie în punctul de reflexie.

Deoarece produsul scalar al celor doi vectori este nul, rezultă că cei doi vectori sunt ortogonali.

$$(\bar{i} + \bar{r}) \perp \bar{\tau} \quad (13)$$

Din relația (13) se deduce că suma $(\bar{i} + \bar{r})$ reprezintă un vector dirijat după normala la suprafața reflectatoare (pl., fig. 8) :

Pentru că $|\bar{i}| = |\bar{r}| = 1$, rezultanta $(\bar{i} + \bar{r})$ se află după direcția bisectoarei unghiului format de \bar{i} și \bar{r} , adică $\angle i = \angle r$.



În cazul difracției de la o muchie relația care trebuie respectată [6] este de forma :

$$(\bar{i} + \bar{d}) \cdot \bar{\tau} = 0 \quad (14)$$

unde :

\bar{i} = vesorul tangentei la raza incidentă în punctul de difracție

\bar{d} = vesorul tangentei la raza difractată în punctul de difracție

$\bar{\tau}$ = vesorul tangentei la muchia de difracție în punctul de difracție.

Din relația (14) rezultă :

$$(\bar{i} + \bar{d}) \perp \bar{\tau}$$

Rezultanta $(\bar{i} + \bar{d})$ reprezintă deci un vector dirijat după normala $\bar{\tau}$ la muchia de difracție.

Se poate scrie deci :

$$(\bar{i} + \bar{d}) = k \cdot \bar{\eta} \quad (15)$$

O muchie de difracție admite o infinitate de normale și deci și \bar{d} va căpăta o infinitate de valori.

Dacă vesorul \bar{i} (care caracterizează direcția undei ce incide într-un punct al muchiei M) nu este normal pe muchie, vesorul \bar{d} al razei difractate formează o suprafață conică cu axa după vesorul $\bar{\tau}$ care caracterizează direcția muchiei M (pl., fig. 9).

Dacă vesorul \bar{i} este normal pe muchia M suprafața conului degeneră într-un plan perpendicular pe muchie (pl., fig. 10).

Pentru fiecare normală $\bar{\eta}_i$ la muchie, corespunde o rază difractată \bar{d}_i . ($i = 1, 2, 3 \dots \infty$).

Ecuția hodografului de suprafață a undelor difractate pentru un caz particular. Ținându-se seama de cele arătate mai sus a fost stabilită ecuația hodografului de suprafață al undelor directe-difractate de la o muchie rectilinie și orizontală, a cărei proiecție în planul orizontal se află la distanța Δ de punctul de explozie O, fiind situată la adâncimea H.[6] (pl., fig. 11).

Pentru cazul particular amintit în ipoteza unei viteze de propagare constante a undelor elastice, ecuația hodografului are următoarea formă :

$$t_d = \pm \frac{\sqrt{x_a^2(x_a - 2\Delta)^2 + y_a^2[\Delta^2 + (x_a - \Delta)^2 + 2H^2] - 2\sqrt{(\Delta^2 + H^2)[(x_a - \Delta)^2 + H^2]}}}{Vx_a(x_a - 2\Delta)} \quad (16)$$

în care :

x_a = abscisa punctului în care se înregistrează timpul t_d (m)

y_a = ordonata punctului în care se înregistrează timpul t_d (m)



H = adâncimea la care se află muchia M (m)

Δ = distanța de la proiecția muchiei M pe planul orizontal la punctul de explozie O (m)

V = viteza de propagare a undelor elastice (m/sec.)

(Semnul minus înaintea radicalului corespunde cazului cînd $x_a < 2\Delta$).

În pl. fig. 12 este reprezentat hodograful de suprafață al undelor difractate provenite de la o muchie orizontală a cărei proiecție se găsește la distanța Δ de punctul de explozie.

În practica prospecțiunii seismice cea mai răspîndită metodă de teren este aceea a profilului de corelație continuă prin care suprafața de prospectat se acoperă cu o rețea de profile, de obicei dispuse după direcția structurilor și după linia de cea mai mare pantă a acestora. Deoarece liniile de dislocație au în general orientări foarte diferite, rezultă că profilele înregistrate vor intercepta muchiile sub unghiuri variabile.

Pentru ușurință expunerii se vor analiza pe rînd două cazuri extreme de orientare a profilului seismic față de muchia de difracție și anume : cazul cînd profilul este perpendicular pe muchie și cazul cînd profilul este paralel cu muchia. Cazurile intermediare se vor plasa din punct de vedere al concluziilor, evident, între concluziile care se vor trage la cazurile extreme.

Ecuația hodografului undelor difractate pentru cazul unui dispozitiv perpendicular pe muchia de difracție. Dacă se înregistrează un dispozitiv ortogonal pe proiecția muchiei M , ecuația hodografului undelor directe-difractate se simplifică și se poate obține din ecuația (16) dacă se înlocuiește $y_a = 0$.

În acest caz ecuația hodografului va căpăta forma :

$$t_d = \frac{\sqrt{(x_a - \Delta)^2 + H^2} + \sqrt{\Delta^2 + H^2}}{V} \quad (17)$$

unde termenii au semnificația precizată mai sus.

Dacă se face o schemă a cazului de mai sus (profil perpendicular pe muchie) (pl., fig. 13) se observă că ecuația (17) reprezintă ecuația hodografului undelor difractate de la un punct de difracție (punctul de difracție rezultă din intersecția planului vertical care trece prin profil și muchia de difracție).



Analiza comparativă a hodografului undelor difractate și reflectate obținute pe un profil perpendicular pe muchie. a) Ecuația hodografului undelor difractate este de gen hiperbolă.

Pentru o analiză mai ușoară ecuația 17 se mai poate scrie după cîteva operații simple astfel :

$$t_d = \frac{\frac{1}{V} \sqrt{\Delta^2 + H^2}}{\frac{H^2}{V^2}} - \frac{(x_a - \Delta)^2}{H^2} = 1 \quad (18)$$

Se observă că această relație reprezintă ecuația unei hiperbole, adică ecuația hodografului undelor difractate este de același gen cu ecuația undelor reflectate obținute de la o limită plană acoperită de un mediu omogen de viteză „V“.

b) Ecuația hodografului undelor difractate și reflectate devine liniară pentru înregistrări depărtate și orizonturi de mică adâncime.

Dacă în relația (17) se dă factor comun x_a se găsește :

$$t_d = \frac{x_a}{V} \left[\sqrt{1 - \frac{\Delta^2}{x_a^2}} + \sqrt{\frac{\Delta^2 + H^2}{x_a^2}} \right] \quad (19)$$

În ipoteza că $x_a \gg \Delta$ și $x_a \gg H$ rezultă : $t_d = \frac{x_a}{V}$ (19') adică hodograful devine linear și panta lui dă viteză de propagare a mediului. Acest lucru rezultă și ca raport a semiaxelor hiperbolei.

Ecuația hodografului undelor reflectate de la limita de reflecție (fig. 13) este :

$$t = \frac{1}{V} \sqrt{x^2 + 4H^2} \quad (20)$$

sau dacă se dă x factor comun se obține :

$$t = \frac{x}{V} \sqrt{1 + \left(\frac{2H}{x}\right)^2} \quad (20')$$

care pentru $x \gg H$ devine $t = \frac{x}{V}$

Prin urmare din hodograful undelor reflectate sau difractate în cazul înregistrărilor foarte depărtate și orizonturi puțin adânci se poate determina teoretic viteză de propagare.

c) Hodografii undelor difractate au un timp reciproc și deci se coreleză pe mai multe dispozitive.



Acest lucru rezultă clar din urmărirea razelor difractate (pl. XIV).

Într-adevăr în cazul împușcării centrale cînd există un centru de difracție M drumul O_2MO_3 corespunzător sensului săgeților 2 (pentru explozia în O_2) este evident egal cu drumul O_3MO_2 corespunzător sensului săgeților 3 (pentru explozia în O_3). Egalitatea celor două drumuri este echivalentă cu egalitatea timpului înregistrat în O_3 cînd se face explozia în O_2 și invers, adică există un timp reciproc.

Este ușor de văzut că și pentru pîchetul următor lucrurile se petrec în același mod.

În acest fel, în cazul existenței unui centru de difracție M dacă se reprezintă la scara $x/2$ hodograful undelor difractate, aşa cum se obișnuiește în cazul undelor reflectate, se vor obține o serie de hodografi ai undelor difractate care se corelează pe mai mulți pîcheți.

d) Curbura hodografului undelor difractate este mai mare decît curbura hodografului undelor reflectate.

Din ecuațiile (17) și (20) prin derivare se găsește variația pantei hodografului undelor difractate, respectiv reflectate, cu distanța față de punctul de împușcare.

$$\frac{dt_d}{dx} = \frac{1}{V} \sqrt{\frac{(x_a - \Delta)^2}{(x_a - \Delta)^2 + H^2}} \quad (21)$$

$$\frac{dt}{dx} = \frac{1}{V} \sqrt{\frac{x^2}{x^2 + 4H^2}} \quad (22)$$

Dacă în relația (21) se face $\Delta = 0$ (punctul de difracție se proiectează în punctul de explozie), atunci se găsește :

$$\frac{dt_d}{dx} = \frac{1}{V} \sqrt{\frac{x_a^2}{x_a^2 + H^2}} \quad (23)$$

Din raportul relațiilor (23) și (22) dacă se renunță la indicele „a” se obține :

$$\frac{\frac{dt_d}{dx}}{\frac{dt}{dx}} = \sqrt{\frac{x^2 + 4H^2}{x^2 + H^2}} \quad (24)$$

Se observă că pentru orice valoare dată lui x acest raport este supraunitar.

Această concluzie este importantă pentru identificarea undelor difractate în sensul că în timp ce undele reflectate au o anumită curbură,

undele difractate au o curbură de cîteva ori mai mare (în general panta hodografului undelor difractate în același punct de înregistrare este mai mare decît panta hodografului undelor reflectate).

Acest lucru rezultă și din fig. 15 unde se observă că punctul M de la care provin undele difractate poate fi considerat ca un punct imagine a unui orizont fictiv situat la adâncimea $\frac{h}{2}$.

Panta celor două curbe fiind diferită conduce la separarea hodografilor corespunzători.

e) Viteza efectivă determinată din hodograful undei difractate, considerîndu-l ca hodograf al undelor reflectate, este mai mică decît viteza reală ($V_{ef} \approx 0,7 V$).

Pentru a se arăta acest lucru se va folosi pentru determinarea vitezei efective metoda coordonatelor patratice.

După cum se știe, dacă în ecuația undelor reflectate :

$$t = \frac{1}{V} \sqrt{x^2 + 4H^2} \quad (20)$$

se fac înlocuirile : $u = x^2$; $w = t^2$ atunci ecuația (20) după ridicare la patrat devine :

$$W = \frac{1}{V^2} (u + 4H^2) \quad (26)$$

Relația obținută reprezintă o legătură lineară între W și u și se vede că panta ei este o constantă.

Dacă se derivează ecuația (26) se găsește :

$$\frac{dw}{du} = \frac{1}{V^2} \quad (27)$$

Din ecuația (27) se poate deduce valoarea vitezei efective :

$$V_{ef} = \frac{1}{\sqrt{\frac{dw}{du}}} \quad (28)$$

Dacă se consideră hodograful undei difractate drept hodograf de reflectie și dacă se determină după metoda coordonatelor patratice viteza efectivă prin substituirea în ecuația (17) a relațiilor :

$$u = (x - \Delta)^2; \quad w = t^2 \quad (29)$$



după ridicare la patrat se găsește :

$$w = \frac{1}{V^2} \left[u + 2H^2 + \Delta^2 + 2\sqrt{(u + H^2) \cdot (\Delta^2 + H^2)} \right] \quad (30)$$

Se observă că relația (30) reprezintă în general o curbă, deci admite o pantă variabilă. Prin derivare relația (30) devine :

$$\frac{dw}{du} = \frac{1}{V^2} \left[1 + \frac{\Delta^2 + H^2}{\sqrt{(u + H^2) \cdot (\Delta^2 + H^2)}} \right] \quad (31)$$

Pentru determinarea vitezei efective se folosește relația (28) și se găsește :

$$V_{ef} = \frac{V}{\sqrt{1 + \sqrt{\frac{\Delta^2 + H^2}{u + H^2}}}} \quad (32)$$

Dacă în relația de mai sus se înlocuiește valoarea lui u din (29), pentru cazul $x_a = \Delta$ se obține :

$$V_{ef}^l = \frac{V}{\sqrt{1 + \sqrt{\frac{\Delta^2}{H^2} + 1}}} \quad (33)$$

Din această relație, numitorul membrului drept fiind supraunitar, rezultă că $V_{ef}^l < V$.

Pentru cazul particular $\Delta = 0$, rezultă $V_{ef}^l \cong 0,7 V$ (34).

În situația unei înregistrări foarte depărtate ($x_a \rightarrow \infty$) se observă că se ajunge la aceeași concluzie ca mai înainte, adică $V_{ef}^l \rightarrow V$.

Din cele de mai sus rezultă deci un criteriu practic de identificare a undelor difractate ; se construiește hodograful (bănuit a fi difractat) în coordonate pătratice și în cazul că se obține o curbă și nu o dreaptă, atunci este vorba de o undă difractată.

De asemenea viteză efectivă determinată din hodograful undei difractate prin metoda coordonatelor pătratice va fi de cca 70 % din viteză medie din regiune.

f) Punctul de difracție se determină din hodografi corelabili prin metoda „ t_o ”. În fig. 16 se observă că în punctele O_i se pot înregistra unde difractate corespunzătoare drumurilor $2O_i M$.

În cazul că hodograful undelor difractate se corelează și nu se știe că este vorba de asemenea unde, dată fiind asemănarea formei hodografilor acestor unde cu a celor reflectate, se pot interpreta timpii înregistrați în



punctele O_i drept timpi după normala la un orizonat reflectator înclinat care ar urma să fie determinat prin construcție. Dacă construcția se face prin metoda t_o admitând o viteză constantă, razele care trebuie descrise din punctele O_i sunt evident egale cu :

$$R_i = \frac{Vt_{oi}}{2} \quad (i = 1, 2, 3 \dots \infty)$$

unde t_{oi} sunt timpii înregistrați în punctele O_i cînd explozia s-a făcut în aceste puncte.

Aceste drumuri după cum rezultă din fig. 16 sunt tocmai $O_i M$, cu alte cuvinte arcele de cerc determinate mai sus se vor intersecta în același punct M și nu vor admite o înfășurătoare cum se întimplă în cazul undelor reflectate.

Punctul M astfel determinat reprezintă în planul profilului punctul de difracție (fig. 16).

Este evident că în cazul cînd viteză V nu este cunoscută cu precizie cele „i” cercuri nu se vor intersecta într-un singur punct, ci vor determina o suprafață de eroare.

Mentionăm că punctul M se poate determina și fără intermediul vitezei prin metoda locurilor geometrice, folosindu-se numai poziția punctelor de explozie și timpii înregistrați în aceste puncte.

Din cele de mai sus rezultă că interpretarea hodografului undelor difractate conduce la localizarea în planul secțiunii a eventualelor accidente tectonice.

Puncte particolare ale hodografului undelor difractate în cazul înregistrărilor pe un profil perpendicular pe muchie. a) Hodograful undelor difractate are un punct de minim care coincide pe profil cu proiecția centrului de difracție.

După cum s-a văzut la legea care guvernează fenomenul de difracție, punctul de difracție are particularitatea că pentru o rază care incide pe el corespund o infinitate de raze difractate (fig. 10).

În fig. 14 unde s-au reprezentat câteva raze difractate se poate observa că în cazul exploziei în O_i drumul oricărei raze difractate este format din constanta $O_i M$ la care se adaugă o mărime variabilă MG_x (G_x fiind geofonul de abscisă x raportată la originea O_i).

Rezultă clar că timpul minim al hodografului undei difractate va fi înregistrat în punctul care face minimă expresia :

$$\Sigma = O_i M + MG_x$$



adică acolo unde MG_x este minim. Acest punct este evident M_1 și corespunde pe profil cu proiecția centrului de difracție M.

b) Hodograful undelor difractate și al celor reflectate au un punct comun. Pentru a arăta acest lucru, să observăm pe fig. 14 că drumul O_2MK corespunzător ultimei unde reflectate este același cu drumul razei difractate care ajunge în punctul K, adică timpii celor două tipuri de unde vor fi egali.

c) Din fig. 14 se mai observă că deși limita de reflecție S_1 se termină în punctul M_1 (cînd se împușcă în O_2), undă reflectată se înregistrează și la o serie de receptori situați între punctele M_1K sub care această limită nu există.

De asemenea se mai observă că atunci cînd explozia se face în punctul O_3 nu se obțin informații referitoare la limita S_1 de la o serie de receptori amplasați în puncte pe verticala cărora limită există. În același timp însă pentru explozia făcută în punctele O_i toți receptorii vor înregistra unde difractate în măsura în care energia acestor unde este suficientă.

Din cele arătate mai înainte rezultă unele asemănări și deosebiri ale hodografilor undelor reflectate și difractate, precum și cîteva criterii practice de identificare și de interpretare a hodografilor undelor difractate, provenite de la un punct în scopul identificării zonelor de falie.

În practică însă se pot întîlni și cazuri în care punctul de difracție este lateral profilului de înregistrare. În acest caz o serie de amănunte vor dифери de cazul analizat mai înainte, totuși calitativ problemele sunt echivalente și cu ajutorul celor cîteva criterii evidențiate anterior, după o oarecare experiență se pot rezolva și situații mai grele.

Ecuăția hodografului undelor difractate, pentru cazul unui dispozitiv paralel cu muchia de difracție. În practica prospecțiunii seismice profilele care se înregistrează pot avea de multe ori o situație de paralelism cu direcția unei falii. Din această cauză este importantă analiza ecuației hodografului undelor difractate de la o muchie paralelă cu direcția profilului.

Să observăm de la început că în cazul cînd mediul superior limitei S_1 este omogen ($V = \text{const}$), timpul minim de propagare al undelor difractate se va obține pentru razele care se vor găsi în planul ce trece prin linia de profil (axa y) și prin muchia M, adică în planul yon (pl., fig. 17).

Rezultă că analiza fenomenului de difracție se reduce la o problemă plană (în planul yon pl., fig. 18).

În acest caz ecuația hodografului undelor difractate se exprimă prin formula :

$$t = \frac{1}{V} \sqrt{y^2 + 4(H^2 + \Delta^2)} \quad (34)$$

Această ecuație este asemănătoare cu aceea a undelor reflectate de la o limită orizontală situată la adâncimea :

$$H_1 = \sqrt{H^2 + \Delta^2}$$

Analiza comparativă a hodografului undelor difractate și reflectate obținute pe un profil paralel cu muchia. a) Ecuția hodografului undelor difractate în acest caz este de gen hiperbolă.

Relația (34) mai poate fi scrisă și sub forma :

$$\frac{\frac{t^2}{4(H^2 + \Delta^2)} - \frac{y^2}{4(H^2 + \Delta^2)}}{\frac{V^2}{4}} = 1 \quad (35)$$

Această relație este asemănătoare cu ecuația hodografului undelor reflectate.

b) Curbura hodografului undelor difractate este mai mică decât curbura hodografului undelor reflectate provenite de la limita S_1 .

Pentru a arăta acest lucru se procedează ca în cazul profilului perpendicular pe muchie și se găsește că raportul pantelor la cei doi hodografi (de difracție și reflecție) este dat de relația :

$$\frac{\frac{dt_d}{dy}}{\frac{dt}{dy}} = \frac{\sqrt{d^2 + 4H^2}}{\sqrt{y^2 + 4(H^2 + \Delta^2)}} \quad (36)$$

Din această relație se observă că raportul pantelor în cazul $\Delta \neq 0$ este subunitar pentru orice valoare a variabilei y .

În cazul $\Delta = 0$, raportul dat de relația (36) devine egal cu unitatea, adică cei doi hodografi se suprapun.

c) Viteza efectivă determinată din hodograful undei difractate considerindu-l ca hodograf al undelor reflectate este egală cu viteza reală ($V_{ef}^l = V$).



Dacă în ecuația (34) se face substituția :

$$u = y^2; \quad w = t^2 \quad (37)$$

după cîteva operații simple se obține :

$$w = \frac{1}{V^2} [u + 4 (H^2 + \Delta^2)] \quad (38)$$

Din relația (38) prin derivare se determină :

$$V_{ef} = \frac{1}{\sqrt{\frac{dw}{du}}} = V \quad (39)$$

d) Muchia de difracție se determină din hodografi corelabili prin metoda t_0 .

Deoarece muchia de difracție se comportă din punct de vedere a înregistrărilor ca o limită de reflecție orizontală situată la adâncimea $H_1 = \sqrt{H^2 + \Delta^2}$, rezultă că în urma construcției în secțiune se va obține o linie orizontală.

e) Hodograful undelor difractate de la muchia de discontinuitate a limitei S_1 nu are punct comun cu hodograful undei reflectate de la această limită dacă $\Delta \neq 0$.

Din fig. 17 se observă că în timp ce limita de reflecție S_1 se află la adâncimea H pe verticala profilului de înregistrare y , muchia de difracție M se află la distanța $H_1 = \sqrt{H^2 + \Delta^2}$ adică timpul de reflecție este mai mic decît timpul de difracție ($t < t_d$).

Pentru cazul $\Delta = 0$, $t = t_d$

După ce s-a analizat comportarea hodografului undelor difractate pentru cazurile extreme (profil perpendicular și paralel pe muchia de difracție), este important de menționat că pentru situații intermediare ale poziției profilului față de muchie, concluziile se păstrează și sunt cuprinse între cazurile limită analizate.

Exemple practice de identificare a undelor difractate înregistrate pe profile de corelație continuă. În capitolele precedente s-au analizat aspectele teoretice ale undelor difractate în prospecțiune seismică din punct de vedere cinematic.



FIG. 19. — Unde reflectate și difracțiate în Platforma moesică.

R, unde reflectate; D, unde difracțiate.

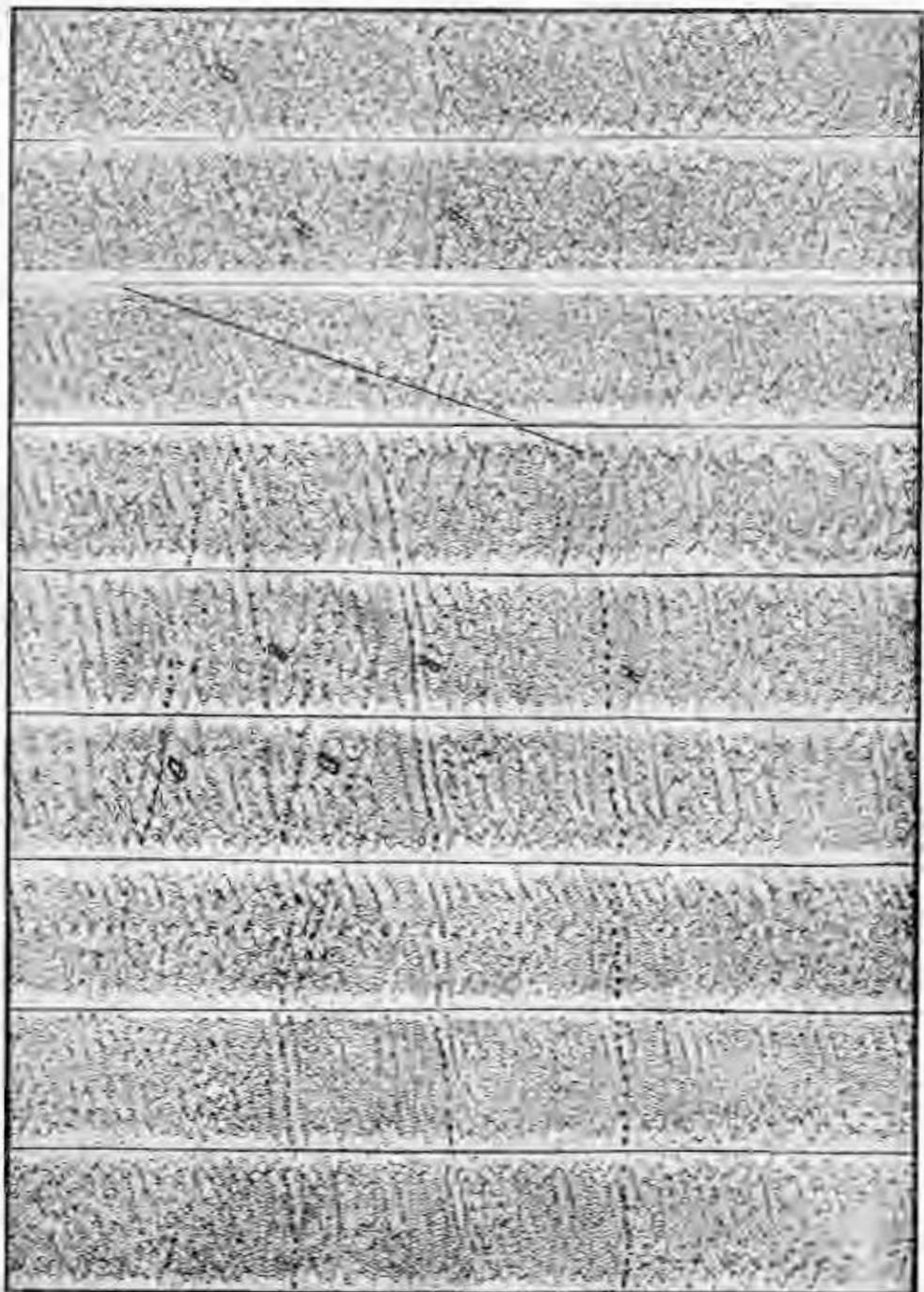
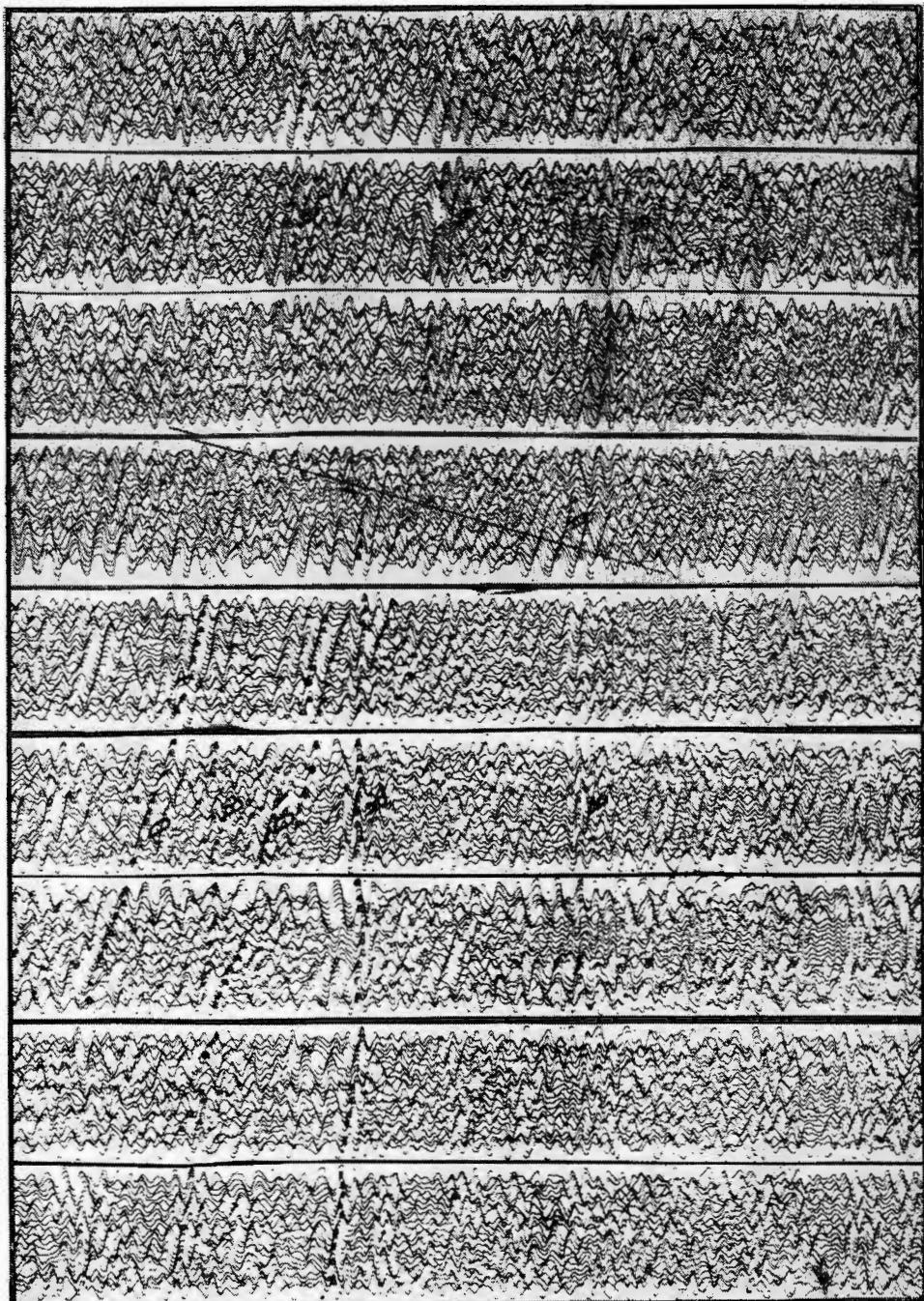


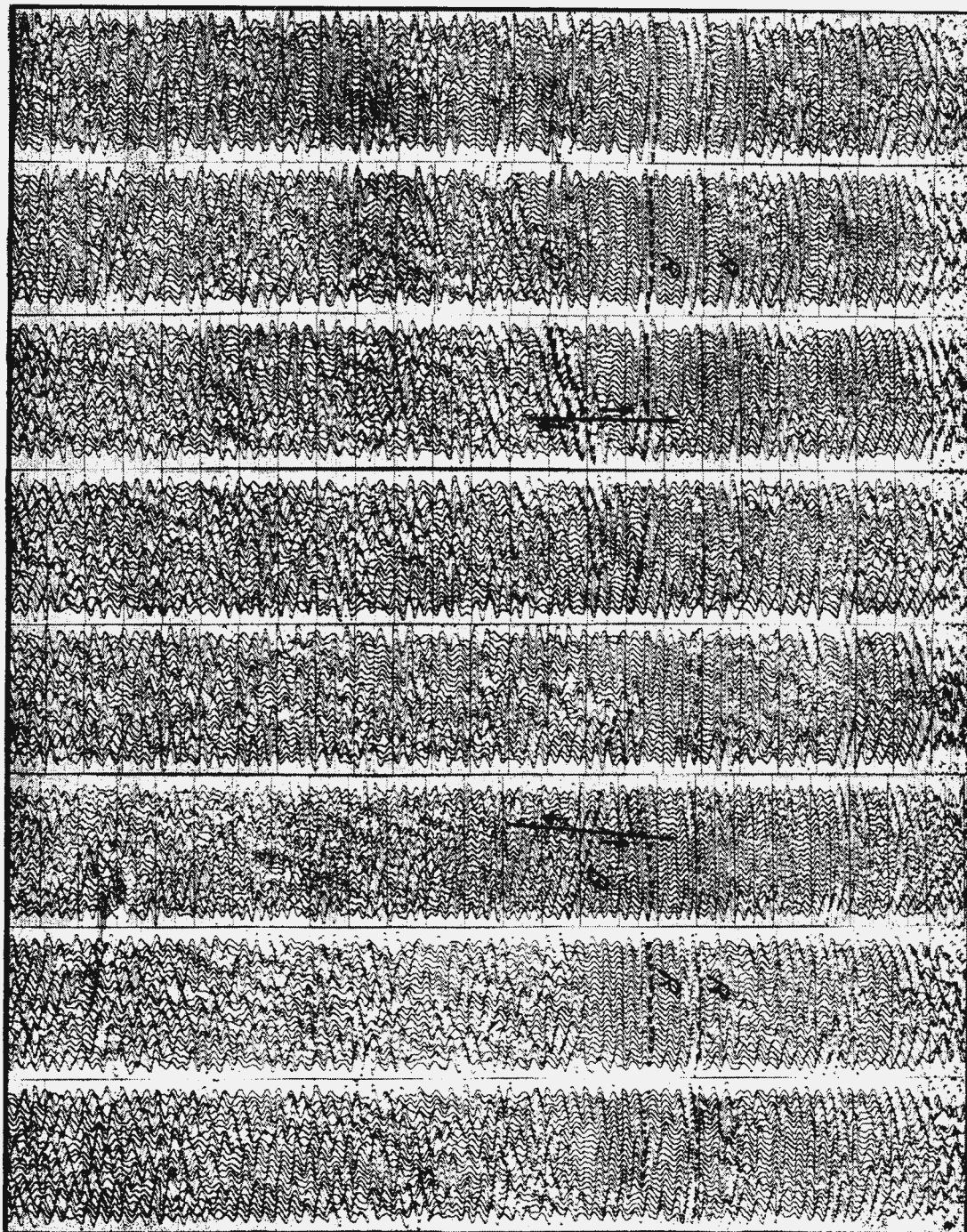
Fig. 20 — Unde reflectate și difracțiate în Platforma moesică
R, unde reflectate; D, unde difracțiate.



Institutul Geologic al României

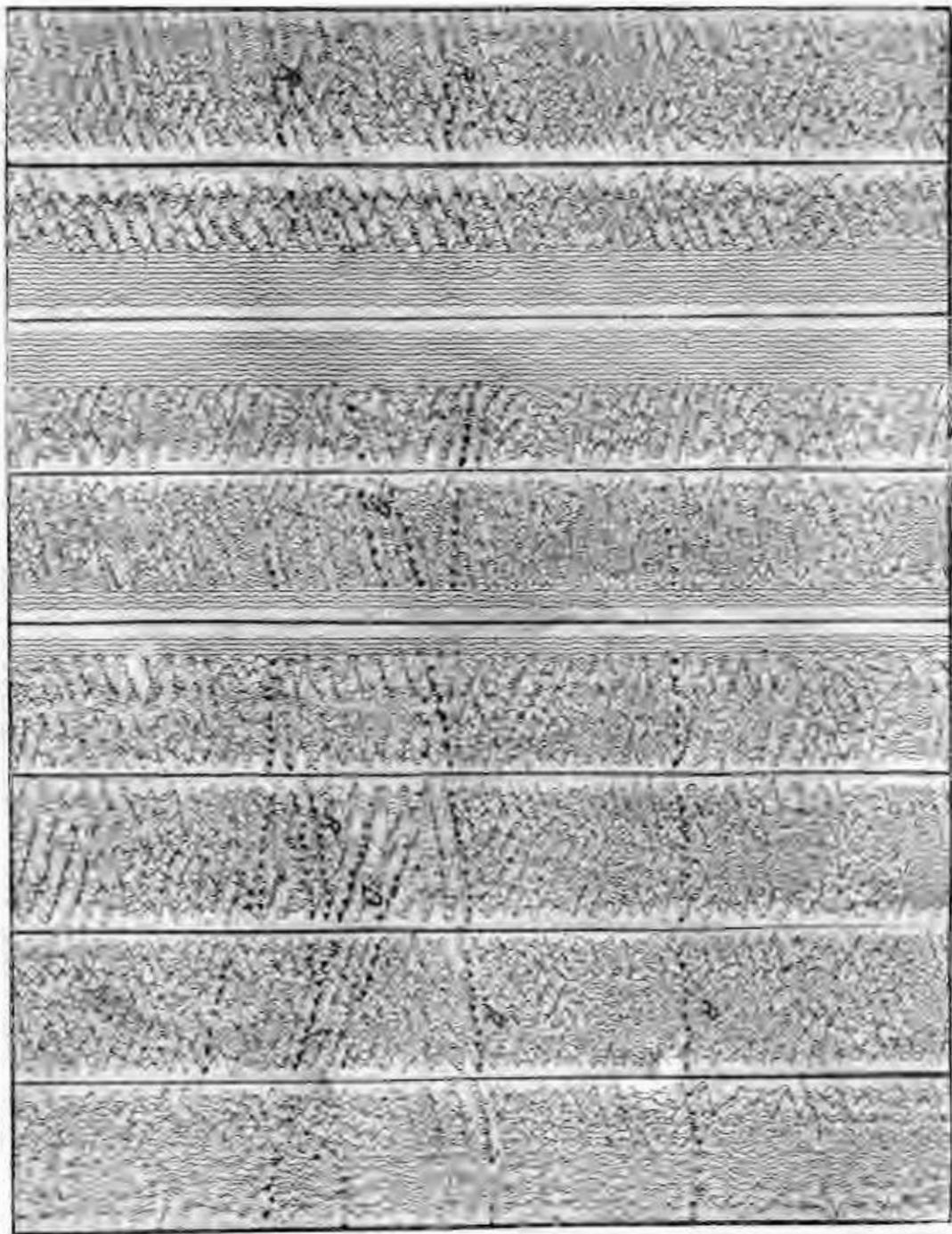
Fig. 21. – Unde reflectate și difracțiate în Platforma moesică.

R. unde reflectate; D. unde difracțiate.



Institutul Geologic al României

Fig. 22 — Unde reflectate și difracțiate în Platforma moesică.
R, unde reflectate; D, unde difracțiate.



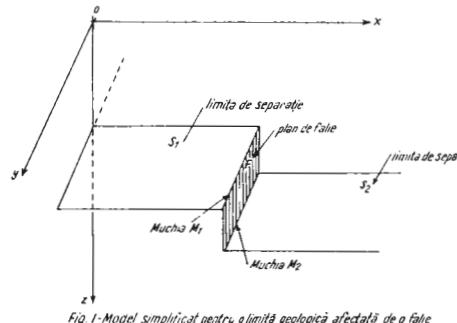


Fig. 1 - Model simplificat pentru o limită geologică afectată de o fâlfie

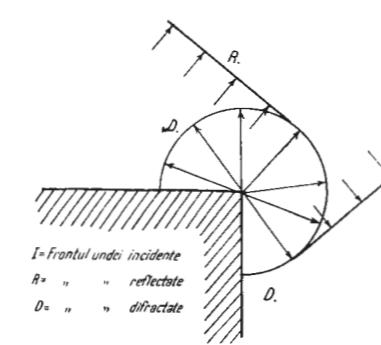


Fig. 2 - Formarea undelor difracțiate

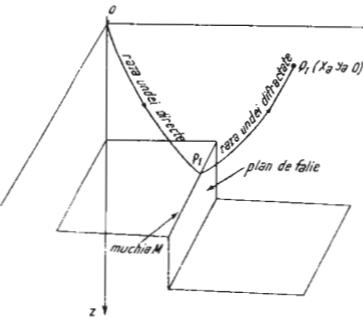


Fig. 3 - Formarea undelor directe-difracțiate

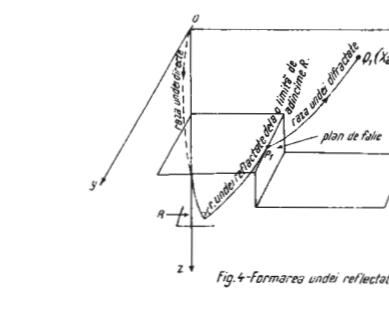


Fig. 4 - Formarea undelor reflectate-difracțiate

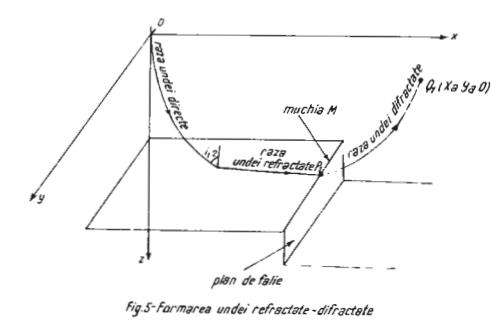


Fig. 5 - Formarea undelor refractate-difracțiate

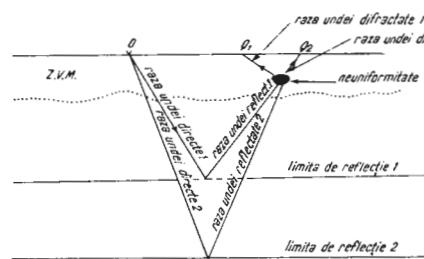


Fig. 6 - Formarea undelor difracțiate de la neuniformitățile zonei superficiale

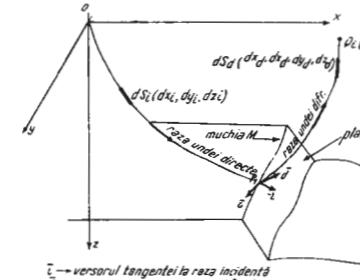


Fig. 7 - Schiță pentru stabilirea ecuației hodografului undelor difracțiate

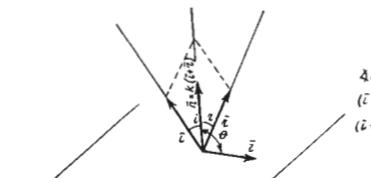


Fig. 8 - Schiță cu exprimarea vectorială a legii reflecției

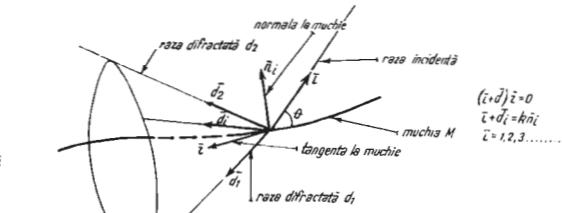
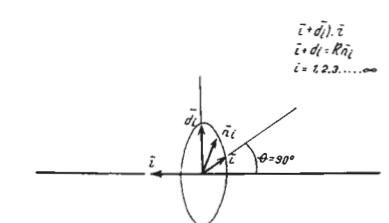
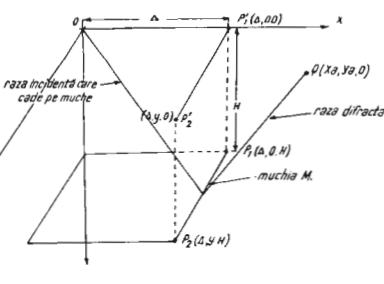
Fig. 9 - Schiță cu locul geometric al razelor difracțiate în cazul $\theta = 90^\circ$ pentru exprimarea vectorială a legii difracțieiFig. 10 - Schiță cu locul geometric al razelor difracțiate în cazul $\theta = 90^\circ$ pentru exprimarea vectorială a legii difracției

Fig. 11 - Schiță pentru un caz particular de producere a undelor difracțiate

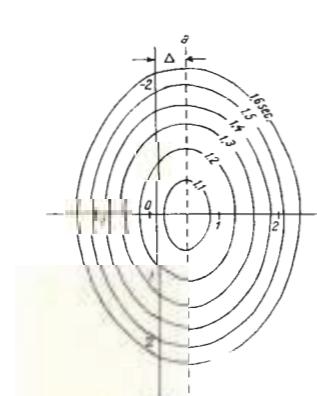
Fig. 12 - Hodograful undelor difracțiate de la muchie încontănd rectilinie.
 ⚡ = profil de muchie care dă difracție în planul de observație
 $V = 500 \text{ m/sec}$
 $t = 500 \text{ sec}$
 (după Berzon)

Diagrama arată producerea undelor difracțiate de la un punct de difracție (profilul de înregistrare perpendicular pe muchia de difracție). Se observă o muchie M și un plan de fâlfie. Hodograful undelor difracțiate este reprezentat ca un cerc concentric cu centrul la vîrful muchiei.

Fig. 13 - Producerea undelor difracțiate de la un punct de difracție (profilul de înregistrare perpendicular pe muchia de difracție)

Diagrama arată schiță pentru explicarea curburilor mai mari a hodografului undelor difracțiate. Se observă o muchie M și un plan de fâlfie. Hodograful undelor difracțiate este reprezentat ca un cerc concentric cu centrul la vîrful muchiei.

Fig. 14 - Schiță pentru explicarea:
 - timpului reciproc al undelor difracțiate
 - a semnificației punctului de minim al hodografului undelor difracțiate
 - egalității unui timp de difracție cu un timp de reflectie
 (hodografi sunt reprezentați în roșu)

Diagrama arată schiță pentru explicarea geometrică a curburilor mai mari a hodografului undelor difracțiate. Se observă o muchie M și un plan de fâlfie. Hodograful undelor difracțiate este reprezentat ca un cerc concentric cu centrul la vîrful muchiei.

Fig. 15 - Pentru explicarea geometrică a curburilor mai mari a hodografului undelor difracțiate

Diagrama arată schiță pentru explicarea modului de localizare în secțiune a punctului de difracție M prin metoda t_0 . Se observă o muchie M și un plan de fâlfie. Hodograful undelor difracțiate este reprezentat ca un cerc concentric cu centrul la vîrful muchiei.

Fig. 16 - Schiță pentru explicarea modului de localizare în secțiune a punctului de difracție M prin metoda t_0

Diagrama arată schiță în spațiu pentru stabilirea ecuației hodografului undelor difracțiate în cazul profilului paralel cu muchia M . Se observă o muchie M și un plan de fâlfie. Hodograful undelor difracțiate este reprezentat ca un cerc concentric cu centrul la vîrful muchiei.

Fig. 17 - Schiță în spațiu pentru stabilirea ecuației hodografului undelor difracțiate în cazul profilului paralel cu muchia M .

Diagrama arată schiță pentru stabilirea ecuației hodografului pentru cazul profilului paralel cu muchia M . Se observă o muchie M și un plan de fâlfie. Hodograful undelor difracțiate este reprezentat ca un cerc concentric cu centrul la vîrful muchiei.

Fig. 18 - Schiță pentru stabilirea ecuației hodografului pentru cazul profilului paralel cu muchia M .

Diagrama arată model teoretic pentru calculul hodografilor de reflectie în cazul unei limite plane-inclinate afectate de o fâlfie. Se observă o muchie M și un plan de fâlfie. Hodograful undelor difracțiate este reprezentat ca un cerc concentric cu centrul la vîrful muchiei.

Fig. 19 - Model teoretic pentru calculul hodografilor de reflectie și difracție în cazul unei limite plane orizontale afectate de o fâlfie

Diagrama arată exemplu de urmărire a undelor difracțiate pe diverse profile cu ajutorul hodografurilor. Se observă o muchie M și un plan de fâlfie. Hodograful undelor difracțiate este reprezentat ca un cerc concentric cu centrul la vîrful muchiei.

Fig. 20 - Exemplu de urmărire a undelor difracțiate pe diverse profile cu ajutorul hodografurilor

Diagrama arată exemplu de urmărire a undelor difracțiate pe diverse profile cu ajutorul hodografurilor. Se observă o muchie M și un plan de fâlfie. Hodograful undelor difracțiate este reprezentat ca un cerc concentric cu centrul la vîrful muchiei.

Fig. 21 - Exemplu de urmărire a undelor difracțiate pe diverse profile cu ajutorul hodografurilor

COMITETUL GEOLOGIC: Studii Tehnice și Economice, seria D Nr.5

Imprim. atel. Inst. Geologic

IGR

Institutul Geologic al României

În cele ce urmează se discută sumar cîteva exemple practice de identificare a undelor difractate, observate în înregistrări seismice efectuate în cadrul Platformei moesice.

Astfel în pl. fig. 19—22, se observă foarte clar undele reflectate și difractate pe o serie de seismograme înregistrate în zone de falie ale Platformei moesice. Se constată că printre undele reflectate cu aspect caracteristic de înscriere, care dau o imagine geologică ce se încadrează în stilul geologic cunoscut, apar o serie de unde cu energie destul de mare care ar indica existența unor orizonturi foarte inclinate, concordante sau nu cu primele.

Pe baza modelelor teoretice (pl. fig. 23, 24) calculate pentru parametrii corespunzători fiecărui caz (adîncime, unghi de cădere, viteză) și pe baza criteriilor rezultate din analiza comparativă a hodografilor undelor reflectate și difractate, s-a putut stabili că este vorba de unde difractate provenite de la diverse falii.

Cu ajutorul acestor unde s-au precizat o serie de zone de dislocație pe diverse profile, care amplasate apoi în plan au permis urmărirea lor. Ca exemple de urmărire în plan a liniilor de dislocație puse în evidență cu ajutorul interpretării hodografului undelor difractate, se dau două fragmente de hartă cu izobate în pl., fig. 25, 26.

BIBLIOGRAFIE

1. Berzon I. O nekotorih voprosah Kinematiki rasprostranen diffrazirovanih seismiciskih voln. *An. U.R.S.S.* 9 (130). 1950.
2. Johnson C. H. Locating and detailing fault formations by means of the Geosonograph. *Geophysics* V. III. 1938.
3. Krei Th. The significance of Diffraction in the Investigation of Faults. *Geophysics* XVII 4. 1952.
4. Kuntz F. I. Br. Diffraction problems in fault interpretation. *Geophysical Prosp.* Sept. 1960.
5. Lavrentiev M. A., Liusternik L. A. Curs de calcul variațional. Ed. Tehnică. 1955.
6. Ledoux I. Quelques exemples de diffractions en sismique refraction et leur application à la détermination des vitesses verticales. *Geoph. Prosp.* V. 1957.
7. Michon D. Phénomènes anormaux en sismique reflexion. *Geophysical Prospecting* vol. IX Nr. 1. 1961.
8. Moisil G. Fizica Generală Vol. III — unde elastice — București, 1958.
9. Oblochina T. I. Dinamiceskikh harakteristiki difragirovanih uprugih voln *An. , U.R.S.S.* Nr. 4. 1956.
10. Oblochina T. I. O difragirovanih seismiciskih volnah. *Prikladnaia geofizika* 20 *Gostoptehizdat*. 1958.



11. Puzarev N. N. Interpretatia dannih seismorazvedchi metodom trajennih voln. *Gostoptehizdat*, 1959.
 12. Raiher L. D. Detalnoe izucenie structuri, narušenich sbrosami. *Prikladnaia Geofizika* Nr. 16. *Gostoptehizdat*. 1957.
 13. Rieber F. Visual presentation of elastic wave patterns under various structural conditions. *Geophysics* I 2. 1936.
 14. Rieber L. Complex Reflexion Patterns and their geologic sources. *Geophysics* Vol. 2. 1937.
-

ONDES DIFFRACTÉES DANS LA PROSPECTION SISMIQUE

PAR

I. CORNEA, V. CHIŞCAN, M. BARBU

(Résumé)

On présente des aspects concernant la possibilité d'apparition des ondes diffractées dans la prospection sismique, ainsi qu'une série d'éléments physico-mathématiques nécessaires à la solution du problème cinématique de ces ondes. Afin de mettre en évidence les critéums pratiques d'identification et d'interprétation des ondes diffractées, enregistrées sur les sismogrammes, on donne l'analyse comparative des hodographes des ondes réfléchies et diffractées, enregistrées le long des profils qui passent par les points d'explosion.

La dernière partie comprend quelques exemples pratiques d'ondes diffractées, identifiées sur les sismogrammes, qui ont permis la détermination d'une série de lignes de dislocation tectonique dans la Plate-forme moesienne.



ASUPRA EXPERIMENTĂRII SEISMOSONDAJULUI SPATIAL ÎN ZONE CU TECTONICĂ ȘI MORFOLOGIE COMPLICATĂ

DE

V. CUCU, V. CHIȘCAN

ABSTRACT

On the Experimental Spatial Seismic Dip Shooting within Zones with Complicated Tectonics and Morphology. The authors present data resulting from the application of reflection shooting within the variant of spatial mass seismic dip shooting under special tectonical and morphological conditions in Eastern Carpathians. In order to facilitate the interpretation of data and to increase the accuracy of the acquired results, different technical solutions are given, such as: computation and control nomograms, criteria for the correlation of reflecting elements, correction procedure as well as the solution of the spatial problem without using the velocity parameter — usually unknown — by the crossing of geometric loci.

Prospectarea zonelor cu relief accidentat și cu structuri tectonice mai complicate cu metode seismice, a fost multă vreme lipsită de eficacitate, din cauza greutăților tehnice întâmpinate atât la lucrările de teren cît și la cele de interpretare.

Ca exemplu de zone considerate inaccesibile metodei seismice se dă zona de contact dintre depozitele miocene și paleogene (autohton) și formațiunile de fliș (în pînză), aflate la marginea de est a Carpaților orientali.

Ținînd seama că descifrarea tectonicei acestei suprafețe are un interes economic și științific deosebit și de faptul că prospecțiunea prin foraje este costisitoare, începînd cu anul 1957, s-a trecut la studierea organizată a contactului miocen-fliș și prin metode seismice.

Primele lucrări au avut un caracter experimental și s-au desfășurat în vestul regiunii Bacău în apropiere de localitatea Moinești pe o zonă

restrinsă caracterizată printr-un relief morfologic variat (muntos) și în general împădurit și fără căi obișnuite de acces.

Autorii, care au participat la aceste lucrări, vor prezenta în articolul de față, date sumare privind condițiile în care s-au desfășurat aceste experimentări. În continuare se va arăta metoda seismică de bază adoptată (seismosondajul spațial de masă) și totodată se vor trata cîteva îmbunătățiri tehnice legate de aplicarea în teren și interpretarea acestei metode.

Experiența cîștigată prin astfel de lucrări, a servit în anii următori la extinderea prospecțiunilor seismice prin seismosondaje spațiale, la alte regiuni din țară cu morfologie și tectonică asemănătoare.

* * *

1. Potrivit lucrărilor de cartare și foraj adînc, zona pe care au fost făcute experimentările seismice are un relief accidentat și o tectonică destul de complicată.

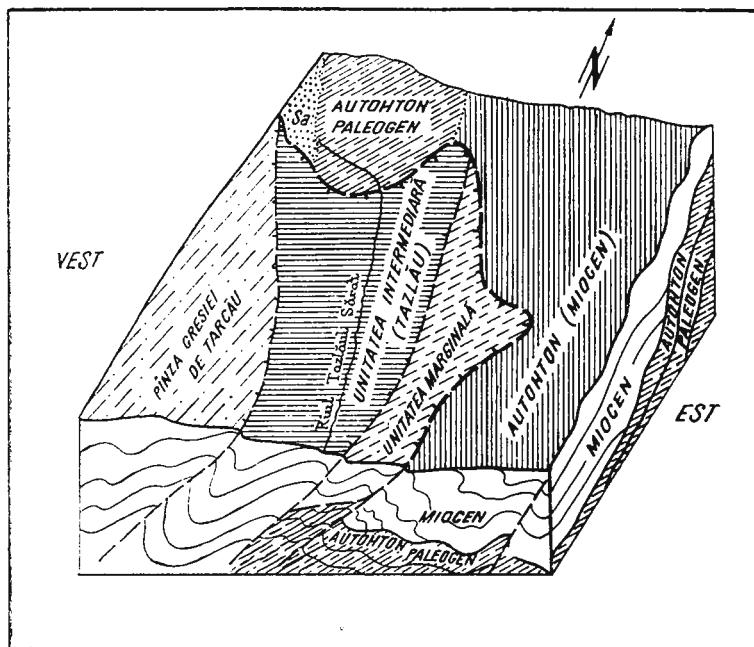


Fig. 1. — Bloc - diagramă cu tectonica regiunii experimentate.

Se poate reprezenta schematic tectonica acestei regiuni, sub forma bloc-diagramei din fig. 1. Astfel, de la vest la est, apar la zi următoarele unități: unitatea gresiei de Tarcău, unitatea de Tazlău (intermediară), unitatea marginală și autohtonul paleogen și miocen. Relațiile dintre

aceste unități sint tectonice, în sensul că formațiunile mai vechi aflate în vest, se dispun în pînză peste cele mai noi, aflate la est. Mai amintim că în cuprinsul unităților susmenționate, apar o serie de cute-falii, de direcție aproximativ nord-sud, și deversate în general spre est.

Structura în pînză a formațiunilor paleogene a favorizat acumularea și conservarea unor zăcăminte industriale de petroli (1, 2).

2. Lucrările seismice s-au desfășurat în două etape:

În prima etapă, s-au experimentat metode curente din prospecțiunea seismică (profile de corelație continuă, seismosondaje cu împușcătură centrală, profile de refracție) și prin seismocarotaje și dispozitive adecvate s-au obținut informații asupra vitezelor de propagare a undelor.

Rezultatele căpătate pe profile de reflecție și refracție au fost în general nesatisfăcătoare. Cauzele principale care au concurat la această situație, s-au considerat a fi date de prezența frîngerilor pe care le-au avut profilele în condițiile reliefului variat, precum și existența unei tectonici deosebit de complicate.

Seismosondajele cu împușcătură centrală, au condus la unele rezultate, însă aplicarea lor nu a putut fi extinsă din cauza lipsei de acces a utilajelor de foraj.

În cea de-a două etapă, s-a trecut la experimentarea metodei seismosondajelor spațiale de masă. Această metodă a fost aplicată în condiții identice în Ucraina Subcarpatică și a dat rezultate bune (5, 6).

Din lucrările noastre, a reieșit că seismosondajul spațial, în comparație cu alte metode seismice, se adaptează destul de bine condițiilor impuse de teren, oferind totodată posibilități de descifrare a tectonicei de adâncime.

Tehnica de teren a acestei metode este destul de simplă. Se amplasează pe teren o rețea cu dispozitive de înregistrare (seismosondaje) de diverse forme, alese cît mai convenabil față de relief și față de condițiile de recepție. De obicei aceste seismosondaje sint cu două și trei direcții (de tip cruce sau stea) și mai rar cu contur închis (fig. 2).

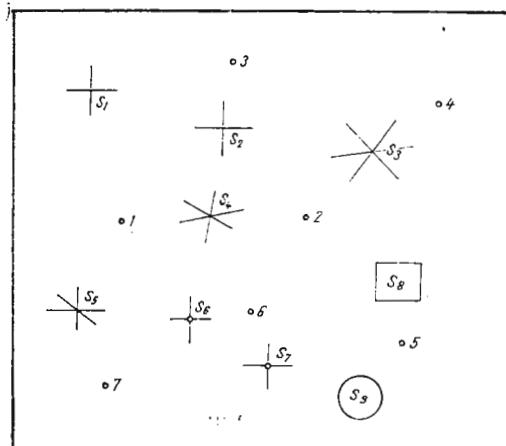


Fig. 2.— Rețea de seismosondaje spațiale și puncte de împușcare.

Între seismosondaje, la distanțe variabile (0—2000 m), se fixează locațiile punctelor de împușcare, evitîndu-se acolo unde e cazul distanțele sub care undele superficiale perturbă undele utile.

Explozii au fost efectuate în sonde de adîncime convenabile, în bazine cu apă, sau la sol. Împușcăturile la sol și în bazinele cu apă create

pe firul rîurilor din zonă, au fost condiționate de existența unor roci mai plastice (marne, argile) și de asigurarea tehnicii securității.

Lungimea dispozitivelor de înregistrare a fost în general de 250 m iar distanța dintre geofoni de 10 m.

Prin lucrările de teren, la metoda seismosondajelor spațiale, se urmărește obținerea unui număr cît mai mare de informații discrete asupra poziției în adîncime a

elementelor reflectatoare. De aici se vede că metoda are un caracter statistic. Fiecare seismosondaj este înregistrat din cîteva puncte de împușcare așezate în azimute și distanțe diferite. În medie s-a realizat în faza experimentală circa 4—5 puncte de împușcare la fiecare seismosondaj, iar la producție, s-a realizat cîte 7—8 puncte la fiecare seismosondaj.

Mentionăm că, în anumite situații, s-au executat înregistrări pe dispozitive reciproce și seismosondaje conjugate.

Dispozitivele reciproce sunt reprezentate prin amplasarea pe teren a două seismosondaje care pe rînd se folosesc la înregistrare și împușcare (fig. 3). Prin acest mod, se poate asigura corelarea undelor reflectate de la un același element reflectator, în ambele sensuri și prin prelucrarea datelor, se pot face aprecieri asupra preciziei observațiilor.

Seismosondajele conjugate, sunt două sau mai multe seismosondaje ce au o direcție comună sau un punct comun prin care se poate transmite corelarea aceluiși reflecții, pe toate seismosondajele (fig. 4). Cu astfel de dispozitive, se poate obține punctul de minim al hodografului — fară viteză — din condiții geometrice, lucru esențial la stabilirea poziției în spațiu a elementului reflectator.

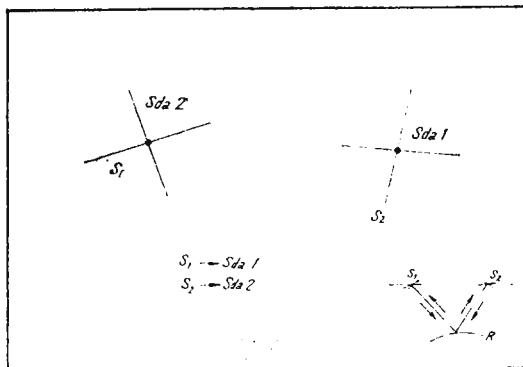


Fig. 3.— Seismosondaje reciproce.

Condițiile grele de acces și de înregistrare nu au permis extinderea acestor dispozitive. Am considerat necesară menționarea lor, în speranța că în alte regiuni, ele ar putea avea șanse sporite de succes.

În comparație cu profilarea continuă, prospecțiunea prin seismosondaje spațiale are un randament mai scăzut. Productivitatea metodei este influențată de condițiile de acces, forajul în roci dure, precum și de obținerea legăturilor dintre punctele de impușcare și cele de înregistrare.

Din experiențele efectuate, s-a dovedit că, printr-o dotare tehnică corespunzătoare (stații portabile, instalații de foraj adaptate la forajul rocilor dure și la transport pe relief accidentat, stații emisie-recepție), s-a obținut o creștere apreciabilă a productivității muncii și la metoda susmenționată.

3. Interpretarea datelor seismice s-au făcut conform tehnicii adoptate în lucrările de teren.

La profilele de corelație continuă, profile de refracții și la celelalte sisteme de observație folosite în prima etapă de experimentare, interpretarea s-a făcut după metode îndeobște cunoscute și din acest motiv nu ne oprim la descrierea lor.

Seismosondajele spațiale s-au interpretat după indicațiile date în literatură (5), totodată folosindu-se și unele îmbunătățiri de prelucrare ce vor fi descrise mai jos.

Deoarece metodele de interpretare a seismosondajelor spațiale sunt puțin cunoscute la noi, ne vom opri puțin asupra principalei metode — metoda gradienților¹⁾ — întrucât aceasta e cel mai des folosită.

Mai departe se va prezenta un procedeu nou de interpretare a problemei spațiale — metoda locurilor geometrice.

¹⁾ În afară de metoda gradienților, în literatura de specialitate mai sunt prezentate încă două metode: metoda intersecției (4) și metoda proiecției stereografice (2).

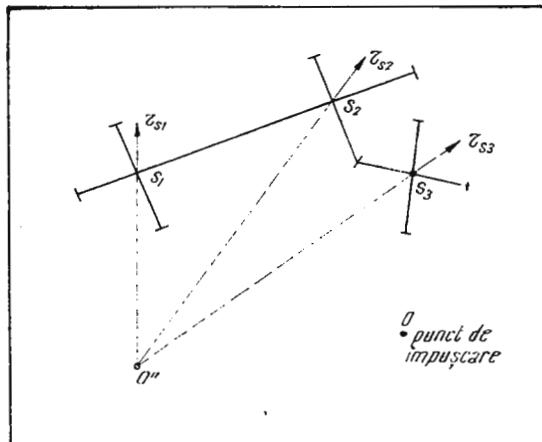


Fig. 4. — Seismosondaje conjugate.

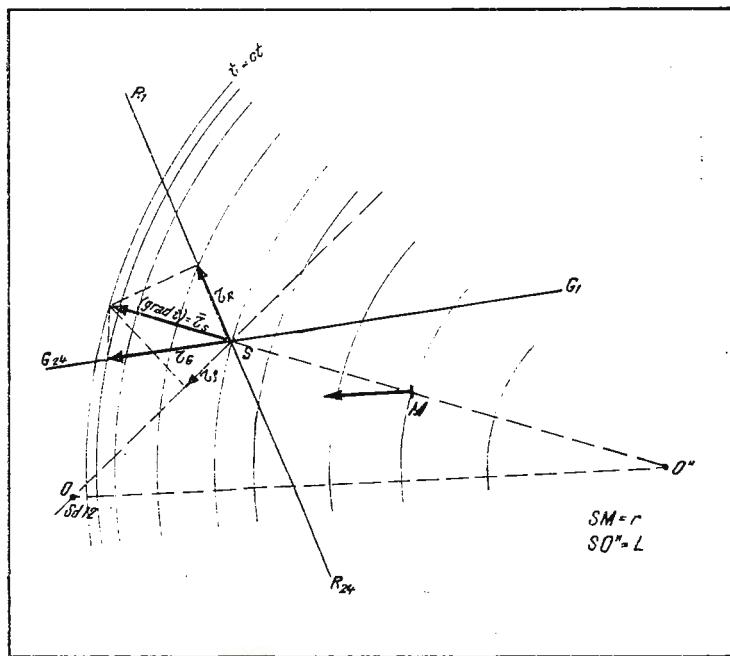
Metoda gradientilor de timp se bazează pe proprietatea ce o are gradientul de timp al hodografului (grad t), de a trece prin punctul de minim al hodografului.

La acest procedeu se execută operațiile următoare :

Din seismograme se coreleză reflecțiile după timpul t_s aflat la intersecția dispozitivelor de înregistrare și se determină gradientii de timp corespunzători fiecărei direcții ($\tau_R = \frac{\Delta t_R}{\Delta x_R}$, $\tau_G = \frac{\Delta t_G}{\Delta x_G}$, $\tau_A = \frac{\Delta t_A}{\Delta x_A}$), respectiv pe direcțiile numite convențional cu roșu, galben și albastru), după ce în prealabil s-au aplicat corecțiile necesare. (Problema corecțiilor se va trata în ultima parte a lucrării de față).

Se determină viteza la fiecare reflectie.

Pe un plan, la o scară convenabilă (de ex. 1 : 20.000), se trec direcțiile seismosondajului și punctul de împușcare și se stabilește grafic, sub formă de vector, gradientul de timp τ_s , ca în fig. 5.



grafului, proiecția la suprafață a punctului imagine O' (fig. 6). Se proiectează gradientul τ_s pe direcția care unește punctul S (centrul seismosondajului) cu O (punctul de împușcare) și se obține gradientul τ_p . Din valoarea acestor doi gradienți, se determină unghiul de ieșire la suprafață a razei reflectate în două plane; respectiv unghiul e în planul vertical $O''O'S$ și unghiul e' în planul razelor $OO'S$, după relațiile :

$$\begin{aligned} e &= \text{arc cos } V\tau_s \\ e' &= \text{arc cos } V\tau_p \end{aligned} \quad (1)$$

Având cunoscute unghiurile e și e' , se calculează raza $Vt_s = SO'$ și se rezolvă grafic sau analitic poziția în spațiu a punctelor O' și O'' (fig. 6).

Astfel :

$$\begin{aligned} O'O'' &= H = Vt_s \sin e \\ O''S &= L = Vt_s \cos e \end{aligned} \quad (2)$$

Se măsoară distanța SO , din planul de situație și se reprezintă pe același grafic, planul vertical $SO'O''$ și planul razelor $SO'O$ (fig. 6). Pe segmentul determinat de punctele O și O' , se ridică mediatoarea și se determină prin intersecție cu raza $O'S$, punctul R . Acest punct R , stabilește în spațiu poziția elementului de reflectie care proiectat la suprafață dă punctul M . Aceasta reprezintă proiecția pe suprafață de observație a elementului reflectator, ce se află la adâncimea $h = RM$ și la distanța r față de S .

Înclinarea elementului de reflectie R , este dată de relația :

$$\varphi = \text{arc } \operatorname{tg} \cdot \frac{OO''}{H} \quad (3)$$

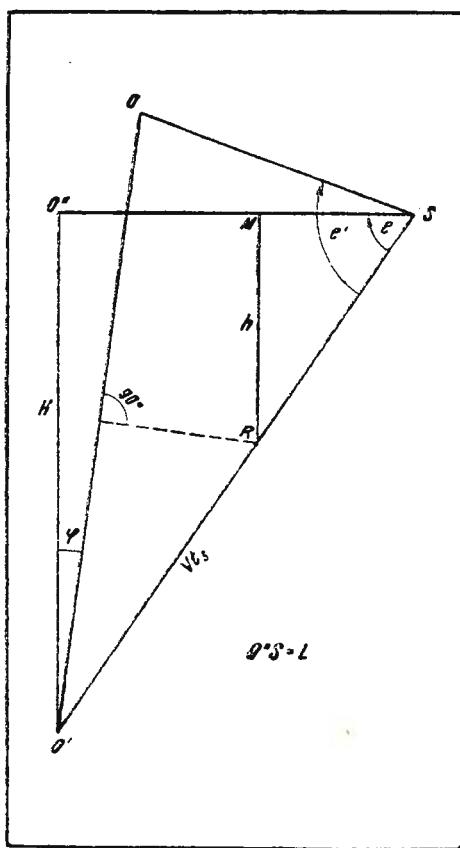


Fig. 6. — Epură în metoda gradienților reprezentând planul razelor și planul vertical.

În final, rezultatul se concretizează pe plan (fig. 5) sub forma unui vector a cărei mărime este proporțională cu unghiul φ , direcția paralelă cu dreapta OO'' iar sensul de cădere se ia de la O'' spre O .

Nomograme utilizate

Calculele numeroase necesare rezolvării seismosondajului spațial necesită timp mare de lucru și afară de aceasta săt susceptibile de erori.

Pentru simplificarea rezolvării seismosondajului spațial și pentru verificarea rapidă a calculelor s-au construit cîteva nomograme care se descriu mai jos.

Nomograma pentru determinarea unghiurilor de ieșire e și e'. Pentru calculul acestei nomograme s-a plecat de la relația (1) care prin logaritmare devine :

$$\log \cos e = \log V + \log \tau \quad (4)$$

Relația 4 s-a folosit la construirea nomogramei cu scări paralele și puncte aliniate (pl. I). Modulele scărilor s-au ales în aşa fel încît să se asigure precizia de determinarea vitezei, a gradientului, și de raportarea unghiurilor.

Cu ajutorul acestei nomograme se determină unghiurile de ieșire în planul vertical (e) și în planul razelor (e'). Cele două unghiuri e și e' se determină pentru o valoare a vitezei și pentru două valori ale gradientului (τ_s , τ_e).

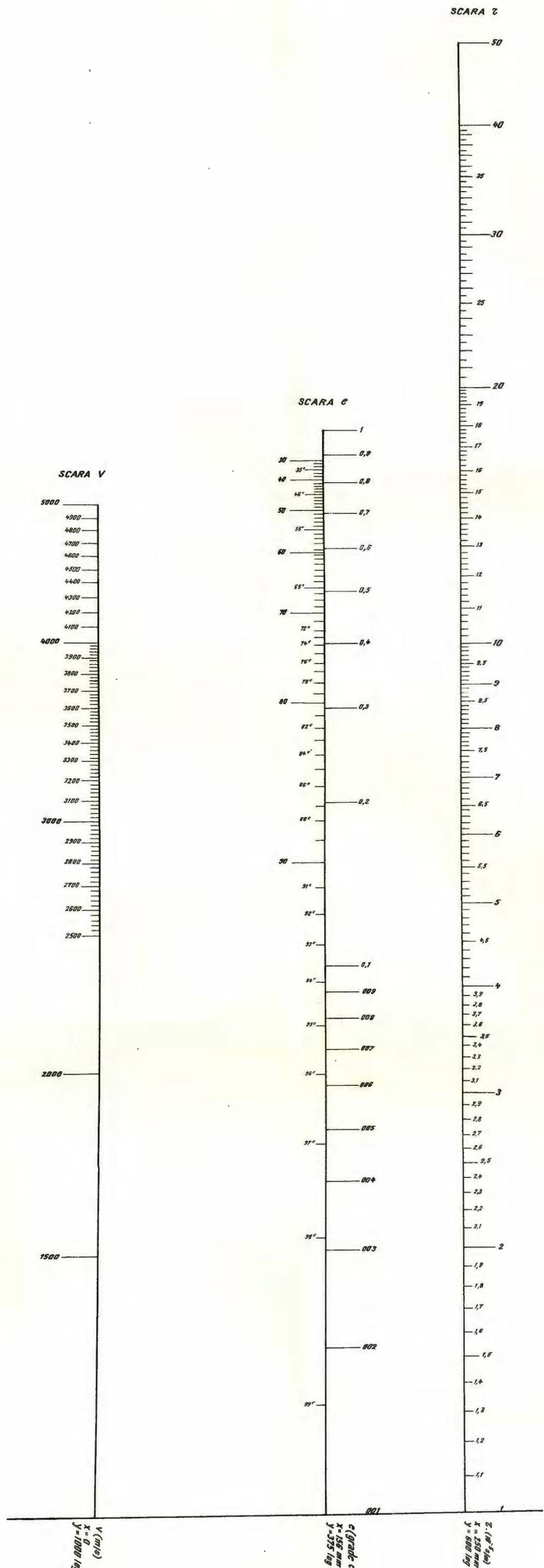
Se menționează că această nomogramă este generală în sensul că ea se poate aplica pentru orice lege de variație a vitezei și elimină erorile ce se pot face asupra ordinului de mărime al produsului $V \cdot \tau$.

Nomogramă pentru determinarea segmentelor L, H. Pentru rezolvarea relațiilor (2) s-a folosit nomograma din fig. 7 a cărei construcție rezultă imediat.

Modul de lucru cu această nomogramă este următorul : sub unghiul e față de orizontală se duce o semidreaptă ce trece prin punctul S. Pe această semidreaptă se măsoară un segment de mărime Vt_s și se determină punctul O'. Punctul O' se proiectează pe orizontală și pe verticală rezultând punctele K respectiv F. Segmentul SK reprezintă valoarea $L = O''S$, iar segmentul SF reprezintă valoarea H (adincimea punctului imagine).

Nomogramă pentru verificarea calculelor construcției și a poziției în plan a elementelor reflectatoare reprezentate prin vectori. Pentru verificarea





NOMOGRAMA PENTRU REZOLVAREA ECUAȚIEI $e = \text{arc cos. } V Z$

SCHEMĂ DE REZOLVARE



Institutul Geologic al României

calculelor și raportării în plan a vectorilor este necesar să se refacă toate calculele și construcțiile grafice pentru fiecare vector în parte.

Realizarea practică a acestei verificări este destul de dificilă. Controlul simplu al multor calcule, al construcției și raportării în plan al vectorilor se poate face astfel :

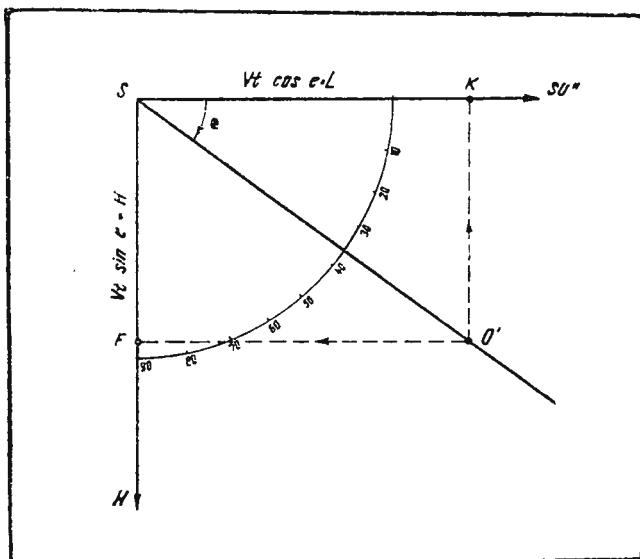


Fig. 7. — Nomogramă pentru determinarea segmentelor L și H.

Pe planul de situație al fiecărui seismosondaj se face următoarea construcție :

Se prelungește vectorul (1) pînă cînd direcția lui întîlnește linia ce unește punctul SO (fig. 8).

Cu o deschidere de compas MQ , cu centrul în M , se descrie arcul de cerc QQ' .

Din punctul M se duce o perpendiculară la direcția SO'' . Pe această perpendiculară se măsoară segmentul $MR = h$.

Se unește punctul R cu punctul Q'. În acest fel în punctul R direcțiile RM și RQ' determină un unghi. În cazul cînd calculele, construcțiile grafice și raportarea vectorului în plan sunt corecte atunci unghiul MRQ' coincide cu unghiul ϕ determinat cu relația (3).

Se vede clar că valoarea unghiului φ este sensibil influențată de mărimea h și de mărimea segmentului MQ.

Observind că $\mathbf{M}Q = \mathbf{M}Q' = h \operatorname{tg} \varphi$ verificarea se poate face și mai simplu cu ajutorul acestei relații rezolvată cu o nomogramă cu scări paralele și puncte aliniate (pl. II).

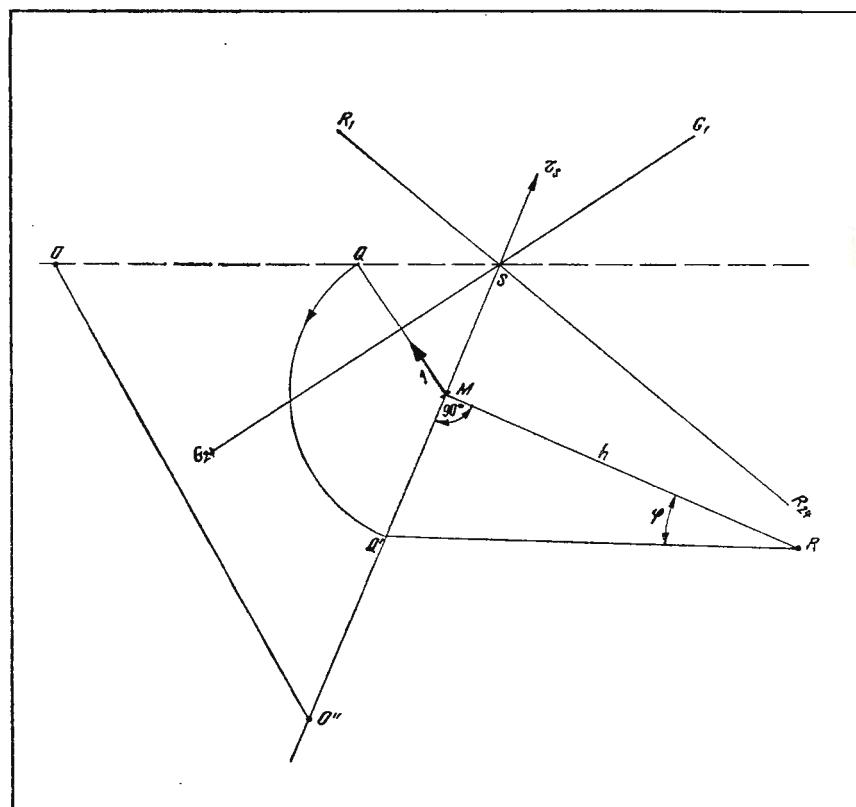


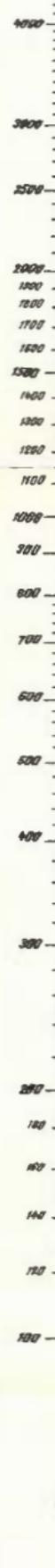
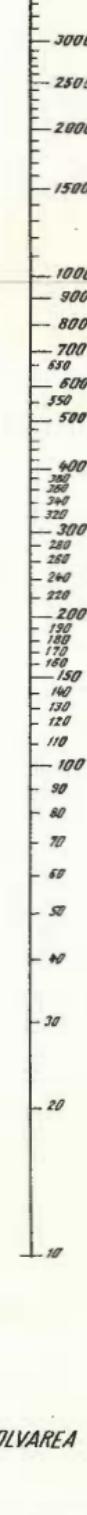
Fig. 8. — Construcții necesare la verificarea calculelor.

Pentru a se putea utiliza și la rezolvarea seismosondajelor spațiale cu ajutorul metodei proiecției stereografice, nomograma s-a construit după ce s-a explicitat mărimea $h = \frac{MQ'}{\operatorname{tg}\varphi} = MQ' \operatorname{ctg}\varphi$ folosindu-se același procedeu ca la nomograma din planșa I.

Această nomogramă se folosește astfel:

Se determină segmentul MQ din planul de situație al seismosondajului și valoarea găsită se fixează pe scară MQ' .

Se calculează unghiul φ prin relația (3) și se fixează pe scara ctg. φ .

SCARA ctg γ SCARA $MQ = d$ SCARA h NOMOGRAMA PENTRU REZOLVAREA ECUAȚIEI $h = d \cdot \text{ctg } \gamma$

SCHEMA DE REZOLVARE



Institutul Geologic al României

Se unesc cele două puncte determinate pe scările MQ și φ și la intersecția liniei care unește punctele amintite cu scara h se determină valoarea adâncimii h . Se compară adâncimea h din nomogramă cu h determinat prin construcție. Dacă cele două mărimi h care se compară au aceeași valoare, o mare parte din calcule, construcția și raportarea în plan a vectorilor sănt bine făcute, în caz contrar pe parcurs s-a strecurat o greșală care trebuie eliminată.

Rezolvarea seismosondajului spațial prin metoda locurilor geometrice

Criterii de corelare. Precizia cu care se determină elementele spațiale ale suprafeței reflectatoare (adâncime, înclinare, azimut) este foarte mult influențată de două elemente: vectorul gradient de timp și viteza medie.

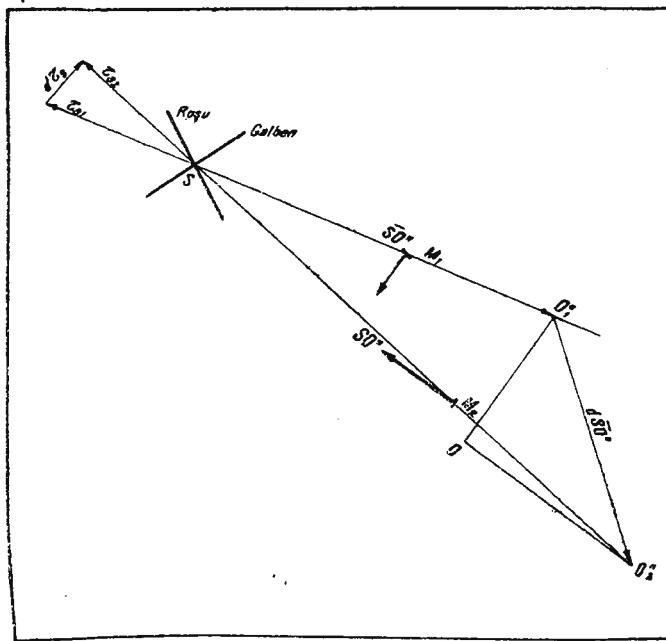


Fig. 9.— Influența erorilor de gradient de timp și de viteză medie asupra reprezentării spațiale a elementelor reflectatoare.

Pentru a arăta acest lucru să considerăm de exemplu efectul celor două elemente în metoda gradientilor, metodă cel mai des întrebuită în practică.

Din relațiile (1) și (2) se poate scrie :

$$\overline{SO}'' = V^2 t_s \vec{\tau}_s \quad (5)$$

în care :

SO'' = distanța de la centrul seismosondajului S la proiecția în plan a punctului imagine (fig. 9).

V = viteza medie corespunzătoare timpului t_s .

t_s = timpul de reflectie înregistrat în punctul S.

$\vec{\tau}_s$ = vectorul grad t determinat în punctul S.

Diferențind relația de mai sus se găsește :

$$d \overline{SO}'' = 2 V \cdot dV \cdot t_s \cdot \vec{\tau}_s + V^2 \cdot t_s \cdot d\vec{\tau}_s \quad (6)$$

în care :

$d \overline{SO}''$ = eroarea ce se face asupra poziției punctului O'' din plan atunci cînd viteza și gradientul de timp se cunosc cu o eroare de dV respectiv $d\vec{\tau}_s$. În fig. 9 unde este reprezentată egalitatea vectorială (6) se vede cît de mult poate fi influențat azimutul stratului. (Azimutul suprafeței reflectante este dat de direcția OO'' , iar sensul de inclinare este dat de direcția $O''O$).

Deci suprafața reflectoare poate cădea de la O'_1 la O sau de la O''_2 la O. Este evident că dacă punctul O să ar afle între cele două puncte O'_1 și O''_2 (ceea ce este posibil) azimutul de cădere ar difera cu 180° .

Dar nu numai asupra azimutului influențează cei doi parametri $\vec{\tau}_s$ și V , ci și asupra poziției în plan a proiecției elementului reflectator. Într-adevăr, în loc să se găsească proiecția elementului reflectator pe direcția SO''_1 în punctul M_1 , se va găsi pe direcția SO''_2 în punctul M_2 .

De asemenea valoarea inclinării și adincimea suprafeței reflectatoare vor fi diferite.

Observăm din cele de mai sus ce efect are necunoașterea vitezei și a gradientului de timp ca modul și direcție.

În cele ce urmează se va prezenta o metodă de determinare a punctului O'' ca o intersecție de locuri geometrice, fără a se folosi cei doi parametri (gradientul și viteza) care introduc erorile analizate mai sus.

Pentru precizarea ideilor, să considerăm un sistem de coordinate $M_1 x y z$ (fig. 10), planul xM_1y fiind planul de observație, în care se cunoaște poziția punctelor M_1, M_2, M_3, M_4 și O, prin coordonatele lor (fig. 10) ce reprezintă în plan puncte de recepție a undelor reflectate respectiv punctul de generare.

Să presupunem că suprafața A, B, C, D, notată cu R în fig. 12 este un element reflectant față de care punctul O admite punctul imagine O'



proiectat la suprafață în O'' . Razele OAM_1 , OBM_2 , OCM_3 , ODM_4 , sunt razele seismice (incidente + reflectată) ce pleacă din punctul O și ajunge în punctele de observație M_1 , M_2 , M_3 , M_4 . Suprafața R fiind redusă ca

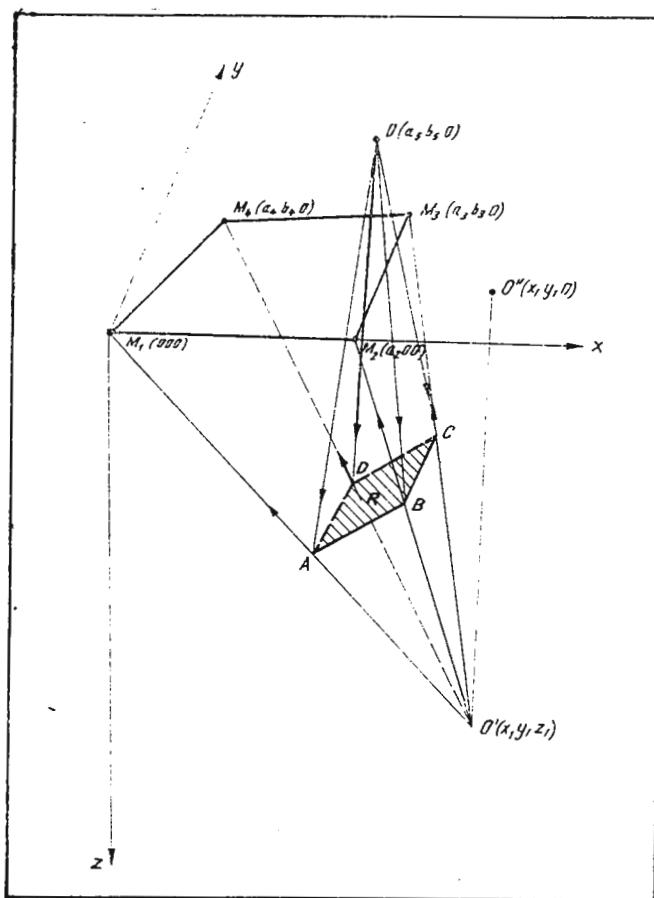


Fig. 10.—Reprezentare spațială a planelor razeilor date de un strat reflectator R și un contur de observație sub formă de patrulater (metoda locurilor geometrice).

întindere se poate admite că este plană. În această ipoteză este evident că razele notate mai sus sunt egale pe rînd cu valorile: $O'M_1$, $O'M_2$, $O'M_3$, $O'M_4$, care satisfac egalitățile: $O'M_1 = Vt_1$; $O'M_2 = Vt_2$; $O'M_3 = Vt_3$; $O'M_4 = Vt_4$ în care t_1 , t_2 , t_3 , t_4 sunt timpi înregistrati în cele 4 puncte de observație.

V = viteza medie (necunoscută) de propagare a undelor reflectate în mediul superior suprafetei de reflectie R.

Se vede că punctul O' se află la intersecția a 4 sfere a căror raze depind de viteza. Problema determinării lui O' revine deci la a determina intersecția celor 4 sfere de rază variabilă. Ecuatiile acestor sfere raportate la sistemul de coordonate din fig. 12 sunt :

$$x^2 + y^2 + z^2 = V^2 t_1^2 \quad (7)$$

$$(x - a_2)^2 + y^2 + z^2 = V^2 t_2^2 \quad (8)$$

$$(x - a_3)^2 + (y - b_3)^2 + z^2 = V^2 t_3^2 \quad (9)$$

$$(x - a_4)^2 + (y - b_4)^2 + z^2 = V^2 t_4^2 \quad (10)$$

Pentru că centrele celor 4 sfere sunt conținute în planul de observație $x M_1 y$, rezultă că intersecția lor se va face după plane normale la acest plan, adică după plane care sunt descrise de ecuații de tipul $f(x, y) = 0$.

Ecuatația planului de intersecție a două sfere se obține prin scăderea ecuațiilor sferelor date și se numește planul radical al celor două sfere.

Cele 4 sfere scăzute între ele pot da :

$C_4^2 = 6$ plane radicale posibile de obținut.

Ecuatiile lor sunt :

$$2 a_2 x = V^2 (t_1^2 - t_2^2) + a_2^2 \quad (11)$$

$$2 a_3 x + 2 b_3 y = V^2 (t_1^2 - t_3^2) + a_3^2 + b_3^2 \quad (12)$$

$$2 a_4 x + 2 b_4 y = V^2 (t_1^2 - t_4^2) + a_4^2 + b_4^2 \quad (13)$$

$$(2 a_3 - 2 a_2) x + 2 b_3 y = V^2 (t_2^2 - t_3^2) - a_2^2 + a_3^2 + b_3^2 \quad (14)$$

$$(2 a_4 - 2 a_2) x + 2 b_4 y = V^2 (t_2^2 - t_4^2) - a_2^2 + a_4^2 + b_4^2 \quad (15)$$

$$(2 a_4 - 2 a_3) x + (2 b_4 - 2 b_3) y = V^2 (t_3^2 - t_4^2) - a_3^2 - b_3^2 + a_4^2 + b_4^2 \quad (16)$$

Să studiem aceste ecuații dacă se intersectează între ele formînd un singur fascicol de plane, mai multe fascicole sau sunt oricum între ele, avînd numai proprietatea că toate sunt perpendiculare la planul de observație.

Pentru aceasta să luăm de exemplu ecuațiile 11, 12, 14 în care intră elemente aparținînd punctelor M_1 , M_2 , M_3 și să vedem dacă ele se intersectează după o dreaptă comună, dacă sunt paralele, confundate sau dacă determină o prizmă cu bază triunghiulară. Concluzia importantă ce rezultă de aici este aceea că cele 3 ecuații descriu un fascicol de 3 plane (fig. 11).



Într-adevăr sistemul acesta de ecuații este compatibil, adică cele 3 plane trec printr-o dreaptă comună de intersecție perpendiculară pe planul format de cele 3 puncte considerate (M_1 , M_2 , M_3).

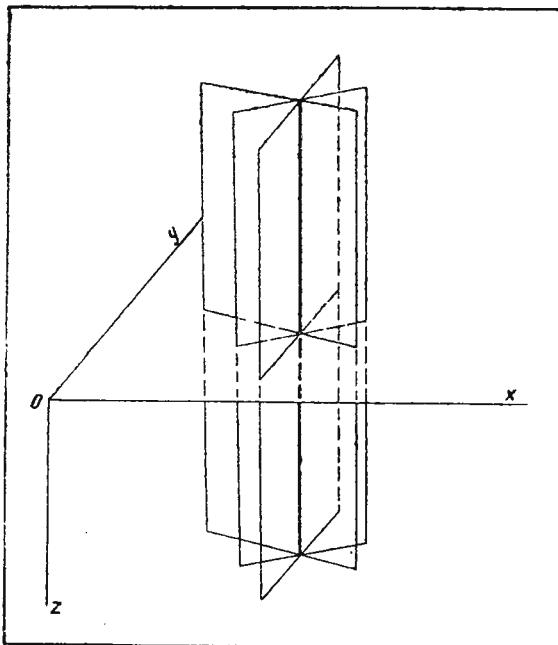


Fig. 11. – Fascicol de plane (metoda locurilor geometrice).

Acest lucru rezultă din relația :

$$\Delta = \begin{vmatrix} 2a_2 & 0 & V^2(t_1^2 - t_2^2) + a_2^2 \\ 2a_3 & 2b_3 & V^2(t_1^2 - t_3^2) + a_3^2 + b_3^2 \\ 2a_3 - 2a_2 & 2b_3 & V^2(t_2^2 - t_3^2) - a_2^2 + a_3^2 + b_3^2 \end{vmatrix} = 0 \quad (17)$$

Se observă imediat că $\Delta = 0$ pentru că ultima linie este egală cu diferența primelor două linii.

Considerînd pe rînd sistemul de ecuații cu toate combinațiile posibile ale celor 4 puncte luate cîte 3, găsim $C_4^3 = 4$ posibilități.

Dăm mai jos ecuațiile celor 4 fascicole de plane :

$$I \left\{ \begin{array}{l} 2a_2x \\ 2a_3x + 2b_3y \\ (2a_3 - 2a_2)x + 2b_3y \end{array} \right. \begin{array}{l} = V^2(t_1^2 - t_2^2) + a_2^2 \\ = V^2(t_1^2 - t_3^2) + a_3^2 + b_3^2 \\ = V^2(t_2^2 - t_3^2) - a_2^2 + a_3^2 + b_3^2 \end{array} \right\} \begin{array}{l} (11) \\ (12) \\ (14) \end{array} \quad \begin{array}{l} \text{Punctele} \\ M_1M_2M_3 \end{array}$$

$$\text{II} \begin{cases} 2a_2x \\ 2a_4x + 2b_4y \\ (2a_4 - 2a_2)x + 2b_4y \end{cases} = \begin{cases} V^2(t_1^2 - t_2^2) + a_2^2 \\ V^2(t_1^2 - t_4^2) + a_4^2 + b_4^2 \\ V^2(t_2^2 - t_4^2) - a_4^2 + a_2^2 + b_4^2 \end{cases} \begin{matrix} (11) \\ (13) \\ (15) \end{matrix} \begin{matrix} \text{Punctele} \\ M_1M_2M_4 \end{matrix}$$

$$\text{III} \begin{cases} 2a_3x + 2b_3y \\ 2a_4x + 2b_4y \\ (2a_4 - 2a_3)x + (2b_4 - 2b_3)y \end{cases} = \begin{cases} V^2(t_1^2 - t_3^2) + a_3^2 + b_3^2 \\ V^2(t_1^2 - t_4^2) + a_4^2 + b_4^2 \\ V^2(t_3^2 - t_4^2) - a_3^2 - b_3^2 + a_4^2 + b_4^2 \end{cases} \begin{matrix} (12) \\ (13) \\ (16) \end{matrix} \begin{matrix} \text{Punctele} \\ M_1M_3M_4 \end{matrix}$$

$$\text{IV} \begin{cases} (2a_3 - 2a_2)x + 2b_3y \\ (2a_4 - 2a_2)x + 2b_4y \\ (2a_4 - 2a_3)x + (2b_4 - 2b_3)y \end{cases} = \begin{cases} V^2(t_2^2 - t_3^2) - a_2^2 + a_3^2 + b_3^2 \\ V^2(t_2^2 - t_4^2) - a_2^2 + a_4^2 + b_4^2 \\ V^2(t_3^2 - t_4^2) - a_3^2 - b_3^2 + a_4^2 + b_4^2 \end{cases} \begin{matrix} (14) \\ (15) \\ (16) \end{matrix} \begin{matrix} \text{Punctele} \\ M_2M_3M_4 \end{matrix}$$

Făcând analiza fiecărui, sistem de ecuații, observăm că una din coarde este egală cu diferența celorlalte două, ceea ce ne conduce la același rezultat (fiecare sistem este compatibil). Deci, se obține în general 4 fasciole de plane care admit 4 drepte de intersecție perpendiculare pe planul x M_1 y . Aceste drepte în cazul cel mai general pentru o valoare oricare a vitezei intersectează planul x M_1 y în 4 puncte (I, II, III, IV) care formează un poligon cu 4 laturi (fig. 12). Ajungem la această concluzie din analiza ecuațiilor celor 4 fasciole de plane radicale distincte între ele.

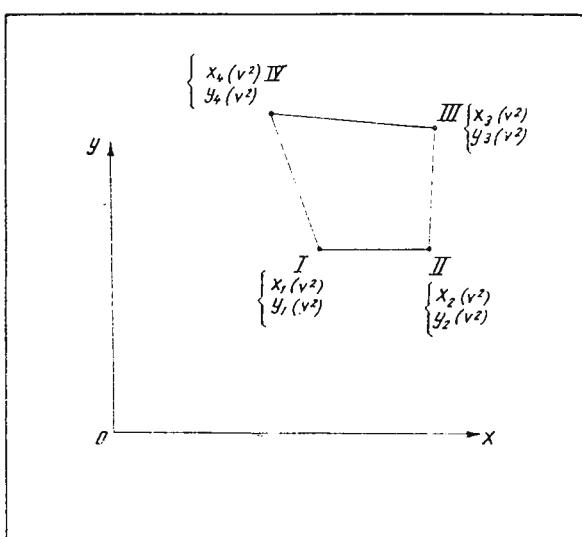


Fig. 12. — Suprafață determinată de axele celor patru fasciole de plane radicale în cazul: $v = v \neq v_{\text{real}}$
(Metoda locurilor geometrice).

va fi în funcție de parametrul viteza la puterea 4-a.

Se înțelege ușor că suprafață determinată de punctele I, II, III, IV, va fi degenerată într-un punct, numai pentru o valoare a vitezei și anume

Se pot determina coordonatele punctelor unde cele 4 axe intersectează perpendicular suprafața de observație. Este evident că fiecare punct este funcție de pătratul vitezei, ceea ce înseamnă că suprafața delimitată de aceste puncte

pentru valoarea bună a acesteia (fig. 13). Ar rezulta că se poate obține viteza cea mai apropiată, din condiția, ca suprafața determinată de cele 4 puncte să fie nulă. Rezolvarea problemei în acest fel este dificilă; totuși,

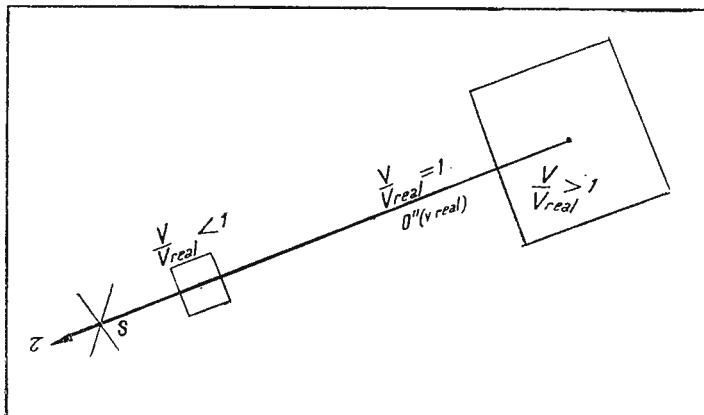


Fig. 13. — Variația suprafeței determinată de axele celor patru fasciole de plane radicale în cazurile : $\frac{V}{V_{real}} < 1$; $\frac{V}{V_{real}} = 1$; $\frac{V}{V_{real}} > 1$.
(Metoda locurilor geometrice).

din această analiză rezultă o concluzie deosebită în sensul că pentru valori ale vitezei mai mari sau mai mici decât valoarea reală, coordonatele colțurilor suprafeței S din fig. 14 se modifică cu patratul vitezei. Ele se suprapun în cazul folosirii vitezei reale și conduc la suprafețe mari cînd viteza cu care se lucrează este mai mare ca viteza reală, și la suprafețe mai mici, cînd se lucrează cu o viteză inferioară vitezei reale. Aceste suprafețe au proprietatea de a „jalona” direcția gradientului $\vec{\tau}_s$ (fig. 13), fără a conține însă în interiorul lor punctul O'' care are o poziție unică, corespunzătoare valorii reale a vitezei.

În cele ce urmează, se va arăta că locul geometric al curbelor de intersecție a două sfere de rază variabilă, este tot o sferă atunci cînd razele celor două sfere iau toate valorile posibile prin intermediul vitezelor ($R_3 = Vt_3$; $R_4 = Vt_4$).

Într-adevăr considerind relațiile (9) și (10) și făcîndu-le raportul obținem :

$$\frac{(x - a_3)^2 + (y - b_3)^2 + z^2}{(x - a_4)^2 + (y - b_4)^2 + z^2} = \frac{t_3^2}{t_4^2} \quad (18)$$

Făcînd o serie de operații simple și împărțind cu $\Delta^2 t_{34} = t_3^2 - t_4^2$ găsim :

$$x^2 + y^2 + z^2 + \frac{2a_3 t_4 - 2a_4 t_3}{\Delta^2 t_{34}} x + \frac{2b_3 t_4^2 - 2b_4 t_3^2}{\Delta^2 t_{34}} y + \frac{t_3^2 (a_4^2 + b_4^2)}{\Delta^2 t_{34}} - \\ - \frac{t_4^2 (a_3^2 + b_3^2)}{\Delta^2 t_{34}} = 0 \quad (19)$$

care se vede că reprezintă ecuația unei sfere cu centrul în planul $x M_1 y$ și a cărei rază nu mai depinde de viteza, ci doar de coordonatele cunoscute ale punctelor de observație și de valoarea timpilor înregistrați în aceste puncte.

Această sferă reprezintă locul de intersecție al celor două raze R_3 și R_4 cînd acestea variază odată cu viteza.

Prin permutări circulare se pot determina și celelalte sfere loc geometric corespunzătoare tuturor punctelor.

Se poate arăta ușor că sferele loc geometric corespunzătoare punctelor :

$$\begin{array}{lll} M_1 M_2; & M_1 M_3; & M_2 M_3; \\ M_1 M_2; & M_1 M_4; & M_2 M_4; \\ M_2 M_3; & M_2 M_4; & M_3 M_4; \\ M_1 M_3; & M_1 M_4; & M_3 M_4; \end{array}$$

formează fasciole de cîte 3 sfere care admit același plan radical. În acest fel se obțin 4 plane radicale normale la planul de observație, corespunzătoare timpilor și coordonatelor punctelor $M_1, M_2, M_3; M_1, M_2, M_4; M_2, M_3, M_4; M_1, M_3, M_4$.

În fiecare plan radical din cele 4 plane, amintite mai sus, se găsește urma de intersecție a două sfere loc geometric, adică se găsește locul punctului O' cînd se iau în seamă numai 3 puncte (M_1, M_2, M_3) de exemplu.

Dar se știe că proiecția punctului O' reprezintă punctul O'' .

Se înțelege că proiecția punctului geometric a punctului O' va reprezenta tocmai locul geometric al punctului O'' atunci cînd viteza capătă orice valoare.

Pozitîa locului punctului O'' este funcție numai de coordonatele punctelor de recepție și de timpii înregistrați în acestea și reprezintă urma planelor radicale. Cele 4 plane radicale, adică cele 4 locuri geometrice ale punctului O'' , folosesc pentru determinarea punctului O'' corespunzător valorii vitezei celei mai bune.



Rezolvarea se face fie analitic, intersectînd ecuațiile planelor radicale rezultate din scăderea ecuațiilor sferelor loc geometric, fie grafo-analitic, folosind cercurile de intersecție a sferelor loc geometric cu planul de observație, ducîndu-se axele radicale ale acestor cercuri. Punctul O'' se va găsi la intersecția axelor radicale ale acestor cercuri.

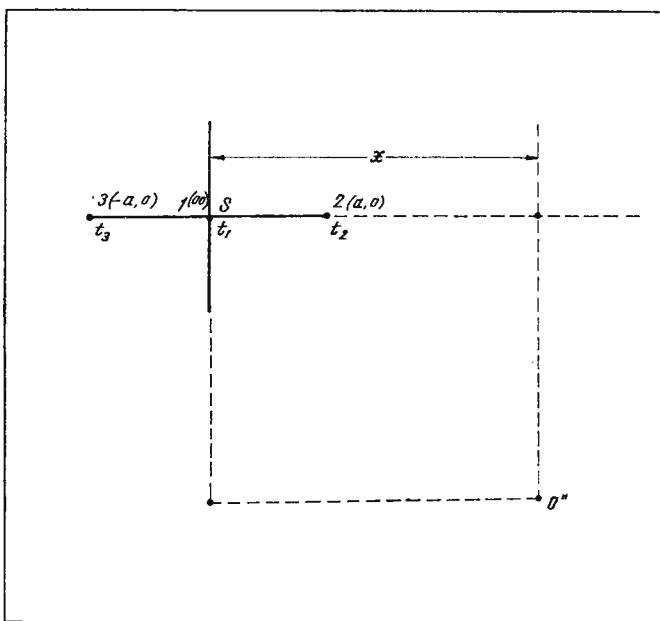


Fig. 14.—Determinarea punctului O'' din proiecțiile sale pe direcțiile a două dispozitive în cruce (Metoda locurilor geometrice).

Problema se poate rezolva mai simplu alegînd originea sistemului de coordonate în centrul dispozitivului de înregistrare (fig. 14). În acest fel nu se mai determină direct poziția punctului O'', ci proiecțiile acestuia pe direcțiile de înregistrare.

Relația care rezultă este :

$$x = \frac{a}{2} \cdot \frac{\Delta^2 t_{23}}{\Delta^2 t_{12} + \Delta^2 t_{13}} \quad (20)$$

în care :

a = abscisa extremității dispozitivului față de centrul acestuia luat ca origine

$$\Delta^2 t_{23} = t_2^2 - t_3^2$$

$$\Delta^2 t_{12} = t_1^2 - t_2^2$$

$$\Delta^2 t_{13} = t_1^2 - t_3^2$$

Se vede că aplicînd această relație pe cele două ramuri ale dispozitivului de înregistrare se pot determina ușor proiecțiile punctului O'' pe cele două direcții, respectiv punctul O'', fără a se folosi viteza sau gradientul. În această relație menționăm că nu se poate face aproximarea $t_1 = \frac{t_2 + t_3}{2}$ care presupune rectiliniaritatea riguroasă a hodografului, deoarece în acest fel nu se mai determină punctul O'', ci se determină subtangenta la hodograf, ceea ce nu coincide cu distanța SO'' totdeauna.

Rezultatele sunt bune cînd este satisfăcută relația : $t_2 - t_1 \neq t_1 - t_3$, sau mai precis în ipoteza $t_2 > t_1 > t_3$ fig. 14 cînd se satisface relația :

$$t_2 - t_1 > t_1 - t_3$$

Reflecțiile clare, care satisfac această condiție, rezolvate prin această metodă, conduc la valori bune ale proiecțiilor punctului O'' pe direcții de înregistrare. Acestea pot folosi mai departe la determinarea analitică a vitezei folosindu-se relația :

$$V = \sqrt{\frac{2a(x - a^2)}{t_1^2 - t_2^2}} \quad (21)$$

Care s-a obținut prin intersectarea a două cercuri, determinîndu-se abscisa punctelor de intersecție a acestora.

Cele două cercuri au avut razele egale cu Vt_1 respectiv Vt_2 și centrele în punctele 1(0,0), respectiv 2(a,0) ca în fig. 14.

Cunoscîndu-se poziția punctului O'' fără intermediul vitezei și gradientului și apoi lucrîndu-se cu viteza determinată din relația de mai sus, se poate duce calculul mai departe prin metodele cunoscute.

În acest fel, crește precizia (pentru reflecțiile clare) de determinare a elementelor spațiale ale suprafetelor elementare care produc reflecții.

Determinarea cu precizie mare a vectorilor, ne permite apoi să facem și o corelare a lor pe distanțe mici, lucru deosebit de important, ținînd seama că observațiile în metoda seismosondajelor spațiale se fac în puncte discrete, condiționate de relief.

Mai jos se dau două criterii de corelare a elementelor reflectatoare, calculate prin metoda seismosondajelor spațiale.

I. Dacă două seismosondaje diferite ca amplasament în plan, împușcate din același punct O, dau în urma prelucrării elemente reflectatoare care admit același punct O'' (vectori paraleli) și dacă sunt satisfăcute relațiile :

$$\varphi_1 = \varphi_2 = \varphi \text{ și } h_1 = h_2 + a \cdot \operatorname{tg} \varphi \quad (22)$$



atunci vectorii respectivi aparțin aceleiași limite K (justificarea acestui criteriu este imediată (fig. 15).

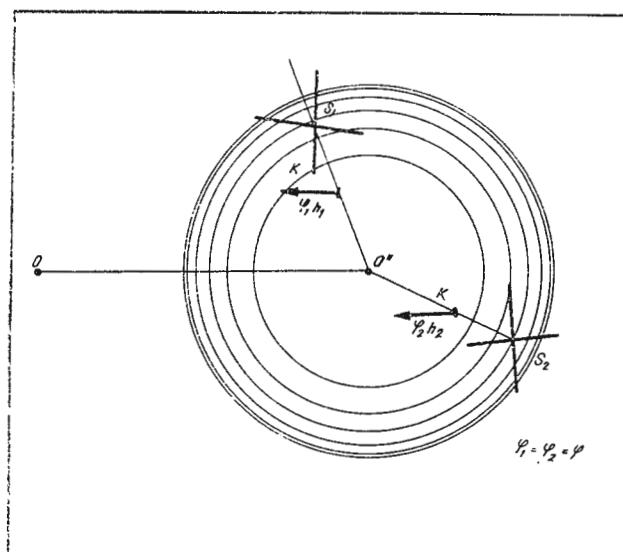


Fig. 15. -- Criteriul de corelare (I) avind la bază același minim de hodograf (O'').

II. Dacă două seismosondaje diferite împușcate din două puncte diferite dau vectori paraleli și sunt satisfăcute relațiile :

$$\varphi_1 = \varphi_2 = \varphi; \frac{O_1 O_1''}{O_2 O_2''} = \frac{h_{n1}}{h_{n2}}; \text{ și } h_1 = h_2 + a \operatorname{tg} \varphi \quad (23)$$

vectorii respectivi reprezintă elemente reflectatoare provenite de la același orizont K (fig. 16).

Aplicarea acestor criterii poate duce la urmărirea anumitor strate reflectatoare și în colaborare cu datele furnizate de sondele de adâncime pot ajuta interpretarea geologică mai corectă a secțiunilor seismice verticale.

Corecții de zonă și relief. Astfel de corecții au o mare influență în prelucrarea datelor de seismosondaj spațial. Variabilitatea vitezelor în partea superficială a secțiunii, provoacă fringerea razelor seismice și întîrzirea timpului de reflecție ; odată cu aceasta se modifică substanțial și gradientul de timp ce constituie un element de bază în interpretare.

Dacă zona este paralelă cu relieful, aplicarea relației (1) este multumitoare. În caz contrar, trebuie evaluată întîrzierea sosirii undelor, provocată de îngroșarea zonei de viteze mici, la punctele extreme.

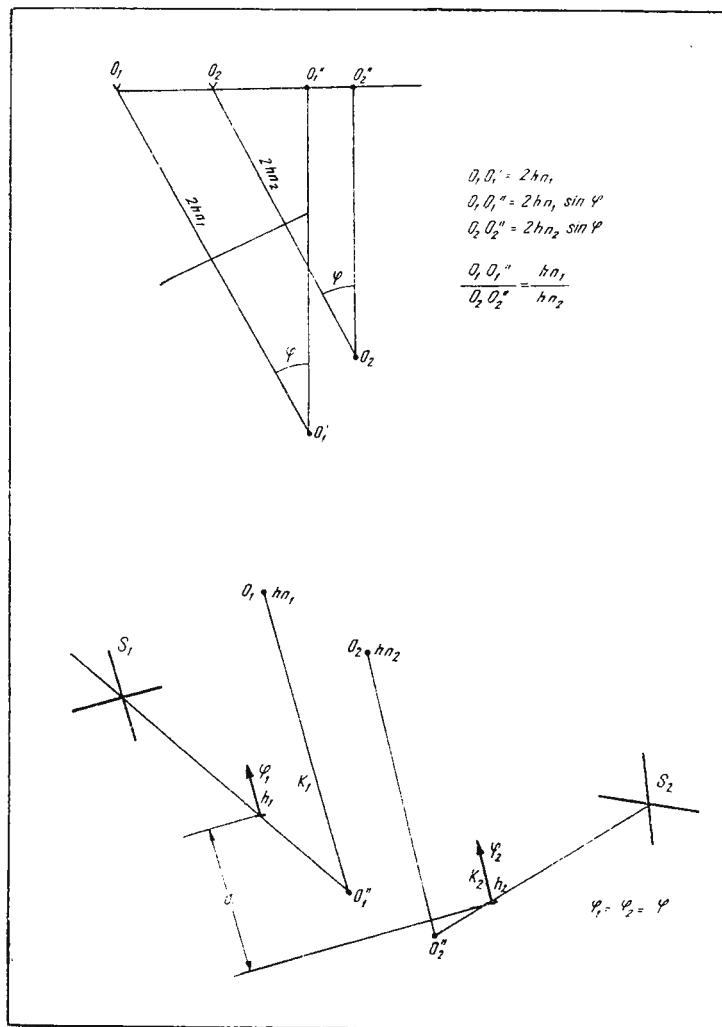


Fig. 16.—Criteriul de corelare (II) avind la bază raporturi geometrice.

Coresctia de zonă. Se propune următorul procedeu de evaluare a corecției de zonă :

La lucrările de teren, odată cu înregistrarea undelor reflectate, se cere executarea unei înregistrări suplimentare a primelor sosiri (7) prin

generarea unui impuls suficient de puternic dat în centrul seismosondajului (cu cca 100g exploziv sau chiar cu un soc mecanic). Astfel de seismogramme servesc la întocmirea hodografului de refracție, după care se stabilisesc vitezele $v_0, v_1, v_2 \dots$, precum și diferențele de timp Δt_r , corespunzătoare geofo-nilor extremi și proporționale cu variația de grosime a zonei.

Dacă $\Delta t_r = 0$, grosimea zonei superficiale este aceeași pentru geofonii extremi considerați, și în consecință corecția de zonă fiind aceeași nu va influența cu nimic gradienții reflectiilor

$$\left(\tau = \frac{\Delta t}{\Delta x} \right).$$

În cazul $\Delta t_r \neq 0$, trebuie evaluată valoarea corecției, după cum se va arăta mai jos (8).

Admitând că grosimea z.v.m. este variabilă dar redusă, astfel încât prin dispozitivul folosit, ea să poată fi detectată și că baza z.v.m. este dată de o limită de refracție R , inclinată cu unghiul φ (fig. 17). Scriind ecuațiile undelor refractate în amont și aval și prin scăderea lor se obține pentru Δt_r :

$$\Delta t_r = \frac{2x \cos i \sin \varphi}{V_0} \quad (24)$$

Se observă că Δt_r , este proporțional cu : x (distanța de la centrul seismosondajului la geofonul extrem de recepție), cu $\cos i$ și $\sin \varphi$.

Putem determina înclinarea φ a limitei R și grosimea h , a zonei sub centrul seismosondajului, folosind relațiile :

$$\left. \begin{aligned} \sin \varphi &= \frac{V_0 \Delta t_r}{2 x \cos i} \\ h &= \frac{V_0 t_{01}}{2 \cos i} \end{aligned} \right\} \quad (25)$$

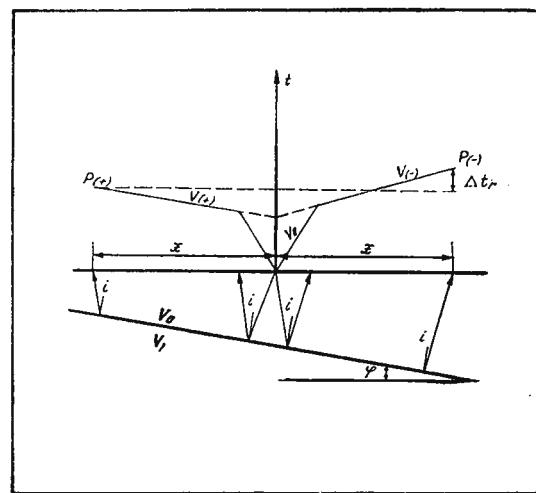


Fig. 17.— Refracția undelor de limită R — baza zonei de viteze mici.

Cu ajutorul unor astfel de relații se poate ajunge la evaluarea corectă a zonă. Acest drum este totuși prea greoi și vom căuta o cale mai simplă.

Reținem relația stabilită pentru $\sin \varphi$ și admitem că razele undelor reflectate ce sosesc la suprafața solului, sunt normale la baza zonei de

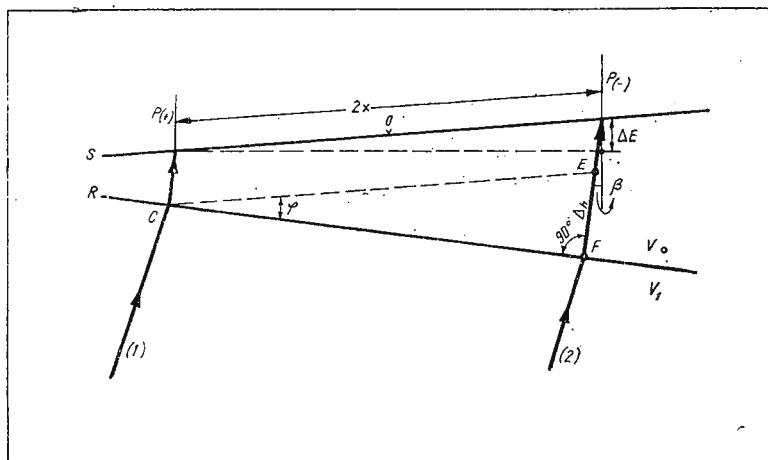


Fig. 18. — Sosirea undelor reflectate la geofoni extremi, prin zona de viteze mici.

viteze mici. Acest lucru este foarte posibil, întrucât venind de jos în sus, razele undelor reflectate, la fiecare contrast de viteze întâlnit pe parcurs, se vor apropiă de normalele unor astfel de limite (dacă vitezele stratelor scad pe direcția de propagare a undei).

La o înclinare φ a bazei zonei față de relief (fig. 18), una din raze (raza 2) având de traversat o grosime mai mare cu viteză mică, va întârzi în raport cu celalătă rază (raza 1) de la capătul opus al seismosondajului. Drumul suplimentar parcurs este $EF = \Delta h = 2x \sin \varphi$.

Sau, dacă se ține seama de expresia pentru $\sin \varphi$, avem :

$$\Delta h = \frac{V_0 \Delta t_r}{\cos i} \quad (26)$$

Întârzierea razei seismice în intervalul Δh , se evaluatează cu ajutorul relației (26) înlocuind mediul v_0 pe intervalul EF cu un mediu cu viteza v_1 :

$$\theta_{\Delta h} = \Delta h \left(\frac{1}{V_0} - \frac{1}{V_1} \right) = \frac{V_0 \Delta t_r}{\cos i} \left(\frac{1}{V_0} - \frac{1}{V_1} \right) \quad (27)$$

Tinind cont de legea lui Snell și efectuind calculele, se obține expresia căutată :

unde :

$$\left. \begin{aligned} \theta_{\Delta h} &= K \Delta t_r \\ K &= \sqrt{\frac{V_1 - V_0}{V_1 + V_0}} \end{aligned} \right\} \quad (28)$$

Pentru 2—3 strate se va lua în seamă contrastul cel mai mare dintre viteze și se vor media vitezele deasupra și dedesubtul contrastului considerat.

Valoarea corecției $\theta_{\Delta h}$, se scade la geofonul unde are loc întîrzierea și astfel, se obține o limită de refracție CE, paralelă cu suprafața de observație. Astfel, gradientul de timp nu mai poate fi influențat de variația în grosime a zonei de viteze mici.

Coefficientul K, pe care-l numim *coefficient de contrast de z.v.m.*, se poate reprezenta grafic sub formă de abacă (fig. 19). Cu ajutorul unei astfel de abace se rezolvă imediat relația (28). Intervalul de valori V_0 și V_1 ale abacei ($200 \text{ m/s} \leq v_0 \leq 2000 \text{ m/s}$ și $700 \text{ m/s} \leq v_1 \leq 3000 \text{ m/s}$) este suficient pentru scopurile practice.

Corecția de relief se calculează numai după ce s-a stabilit paralelismul zonei vitezelor mici cu suprafața de observație, folosind relația :

$$\theta_{\text{relief}} = \frac{\Delta E}{V_1} \quad (29)$$

ΔE — fiind diferența de cotă dintre geofonii extremi.

Cumulate, cele două corecții sunt :

$$\theta = K \Delta t_r + \frac{\Delta E}{V_1} \quad (30)$$

Celelalte corecții, de cotă (diferența de cotă dintre seismosondaj și punct de explozie), de adâncime de împușcare, de fază, se stabilesc după metodele obișnuite.

Secțiunea seismo-geologică a zonei experimentată seismic

Din prelucrarea materialului seismic înregistrat în teren pe formațiuni cunoscute geologic s-au obținut o serie de date, privitor la secțiunea seismo-geologică.

Variatia vitezei de propagare a undelor seismice. Zona de viteze mici are pe vale o grosime redusă (3—8 m), viteze de 300—600 m/s și cores-



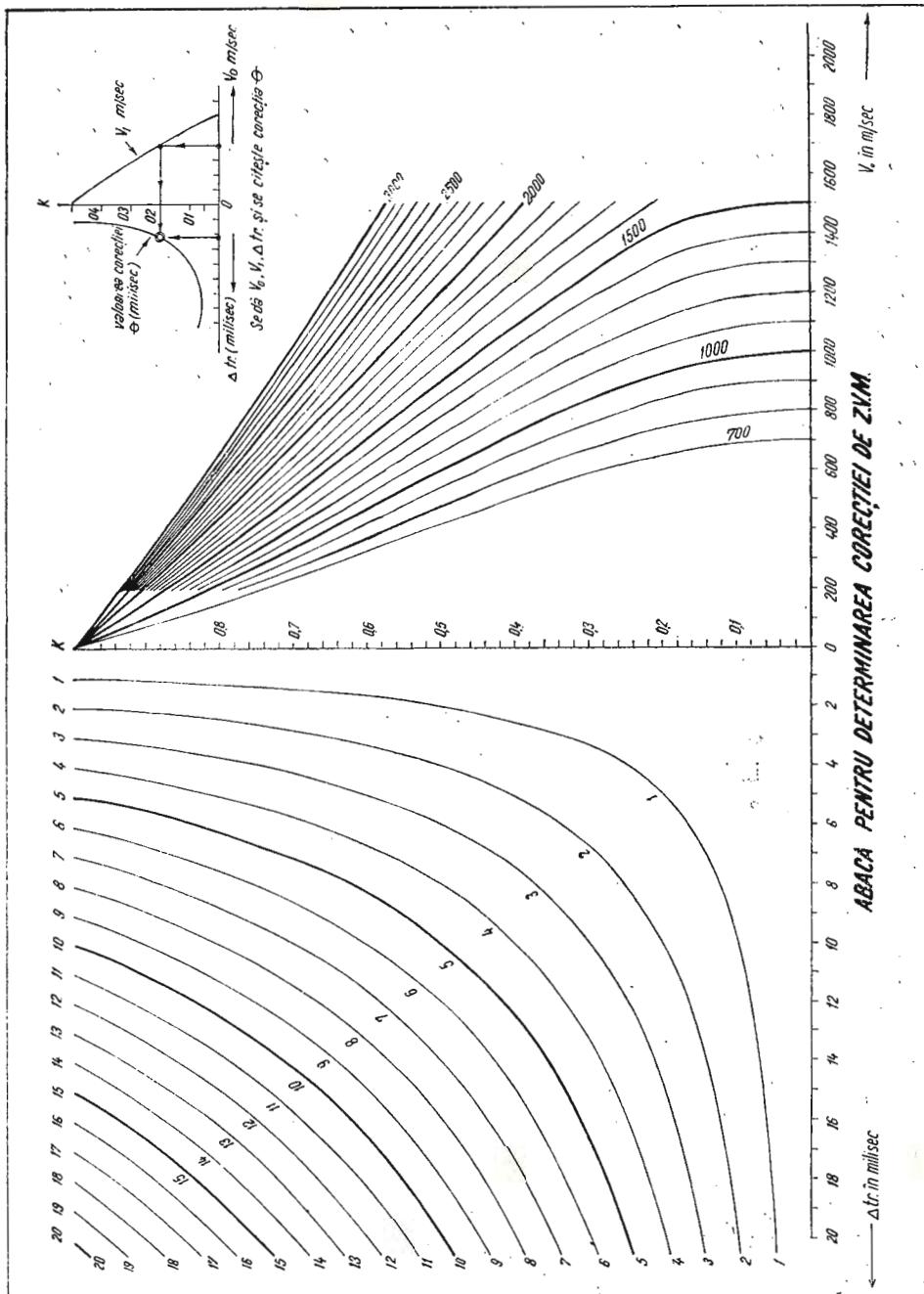


Fig. 19. — Abacă pentru calcularea corecției de zonă.

punde depozitelor aluvionare. Pe deal grosimea poate fi mai mare (5—10 m), vitezele variind în intervalul 300—400 m/s și sunt datorate depozitelor aerate ale diferitelor roci ce apar la zi.

Dispozitivele de refracție au furnizat date asupra vitezei de limită la unele formațiuni mai des întâlnite, sub zona vitezelor mici.

Astfel, pentru un pachet de strate helvețiene format din gresii, gipsuri și marne, s-a obținut o viteză de 2400 m/s. (Ardeuani, pe valea Tazlăului Sărat).

Pentru gresia de Kliwa (Oligocen) viteză de limită are valori cuprinse între 2250—2400 m/s (Dofteana), iar la gresia de Tarcău $V = 3300—3850$ m/s (valea Uzului).

La formațiunile senoniene din zona Chilii viteză zonei aerate a fost de 700 m/s iar a rocii vii de cca 2000 m/s.

Seismocarotajele efectuate asupra forajelor din regiune, au dat pentru vitezele de strat următoarele valori :

Argile, marne, brecia sării (Miocen) $V = 3220—3750$ m;

Sare masivă (Miocen) $V = 4750—5000$ m/s;

Disodile (Oligocen) $V = 3400$ m/s;

Gresia de Kliwa (Oligocen), marnele brune bituminoase și disodilele în pachet au dat viteze cuprinse între 4000—4200 m/s.

În general datele de seismocarotaje au arătat un gradient al vitezelor în partea superioară a secțiunii (0—500 m) și un gradient redus al acestora în restul secțiunii, așa încât pentru adîncime vitezele medii au atins valori cuprinse între 3500—4000 m/s.

Distribuția orizonturilor reflectatoare se face destul de neomogen. Comparându-se secțiunile seismice cu datele de cartare și foraj, s-a observat că apariția reflecțiilor este în general legată de existența unor suprafețe mai continui ale stratelor și de contraste litologice mai pronunțate. Astfel, Miocenul fiind mai monoton și mai plastic, deci mai cutat, a dat puține reflecții, în schimb Paleogenul și Eocenul a dat reflecții mai numeroase și înscrise mai clar pe seismograme.

Reprezentarea rezultatelor

Reprezentarea rezultatelor prelucrării prin metodele amintite se realizează prin hărți de vectori, secțiuni seismice verticale și scheme calitative.

În lucrările noastre s-au folosit hărțile de vectori pe două nivele din cauza aglomerării vectorilor și în special din cauza schimbărilor pe care le suferă tectonica cu adîncimea.



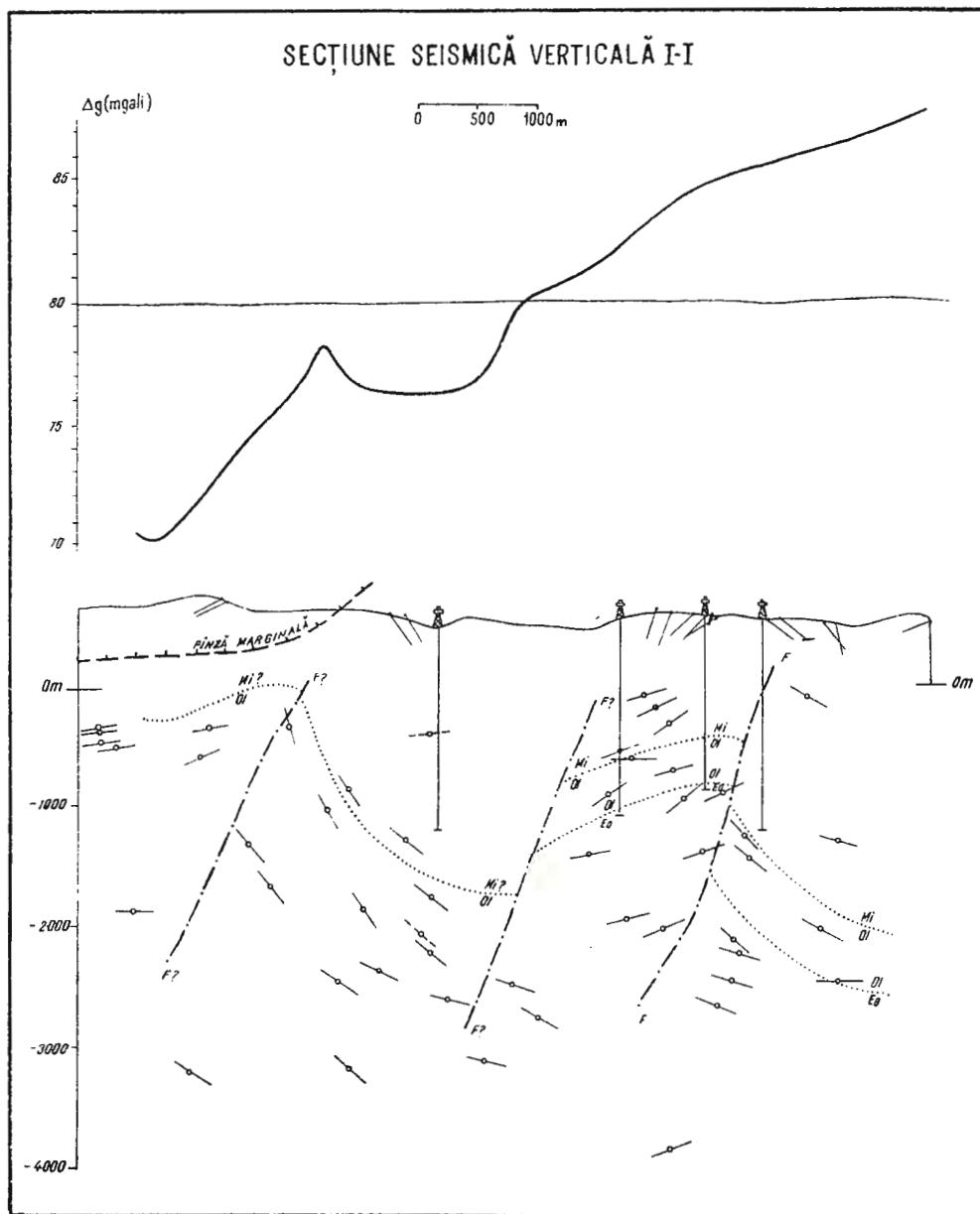
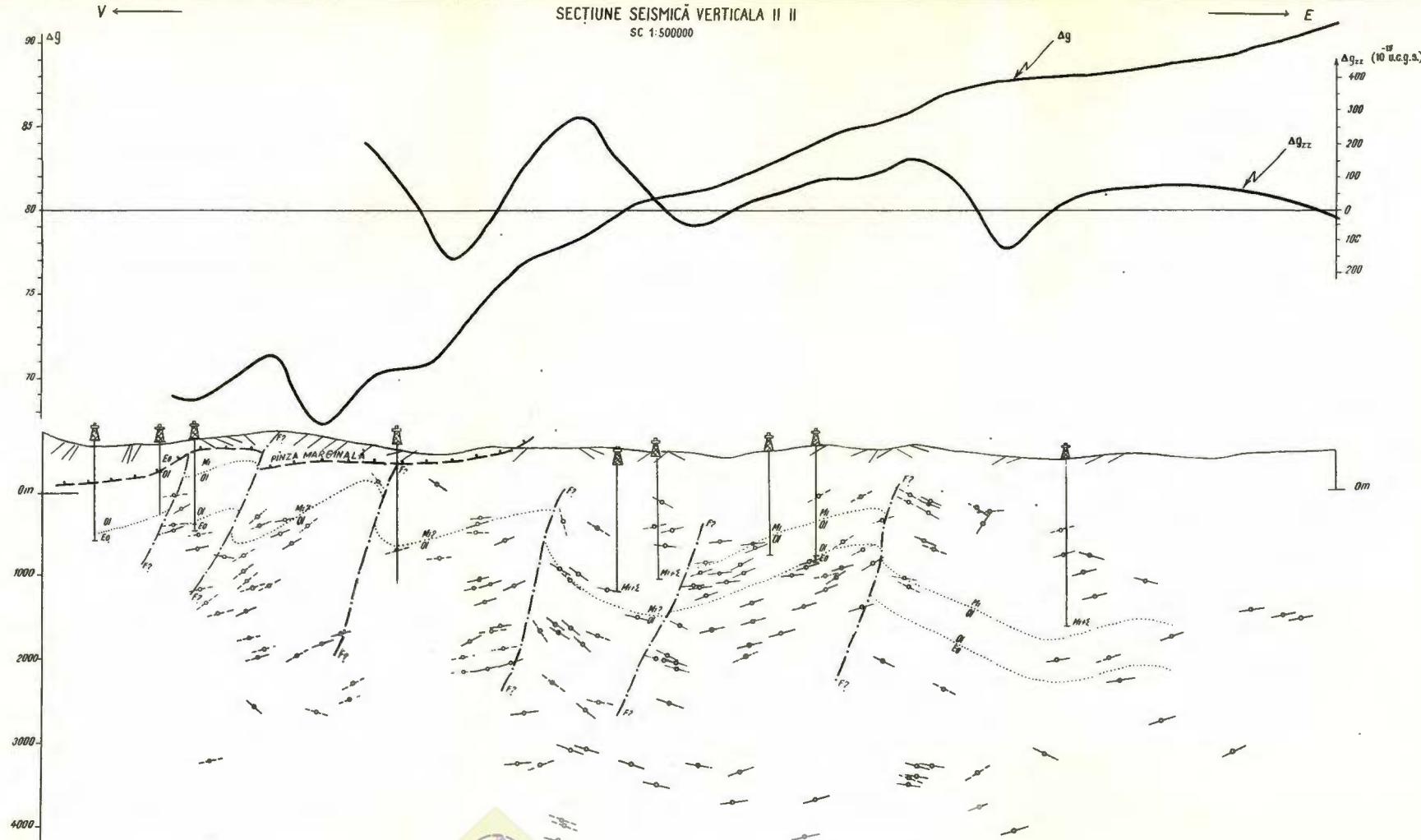


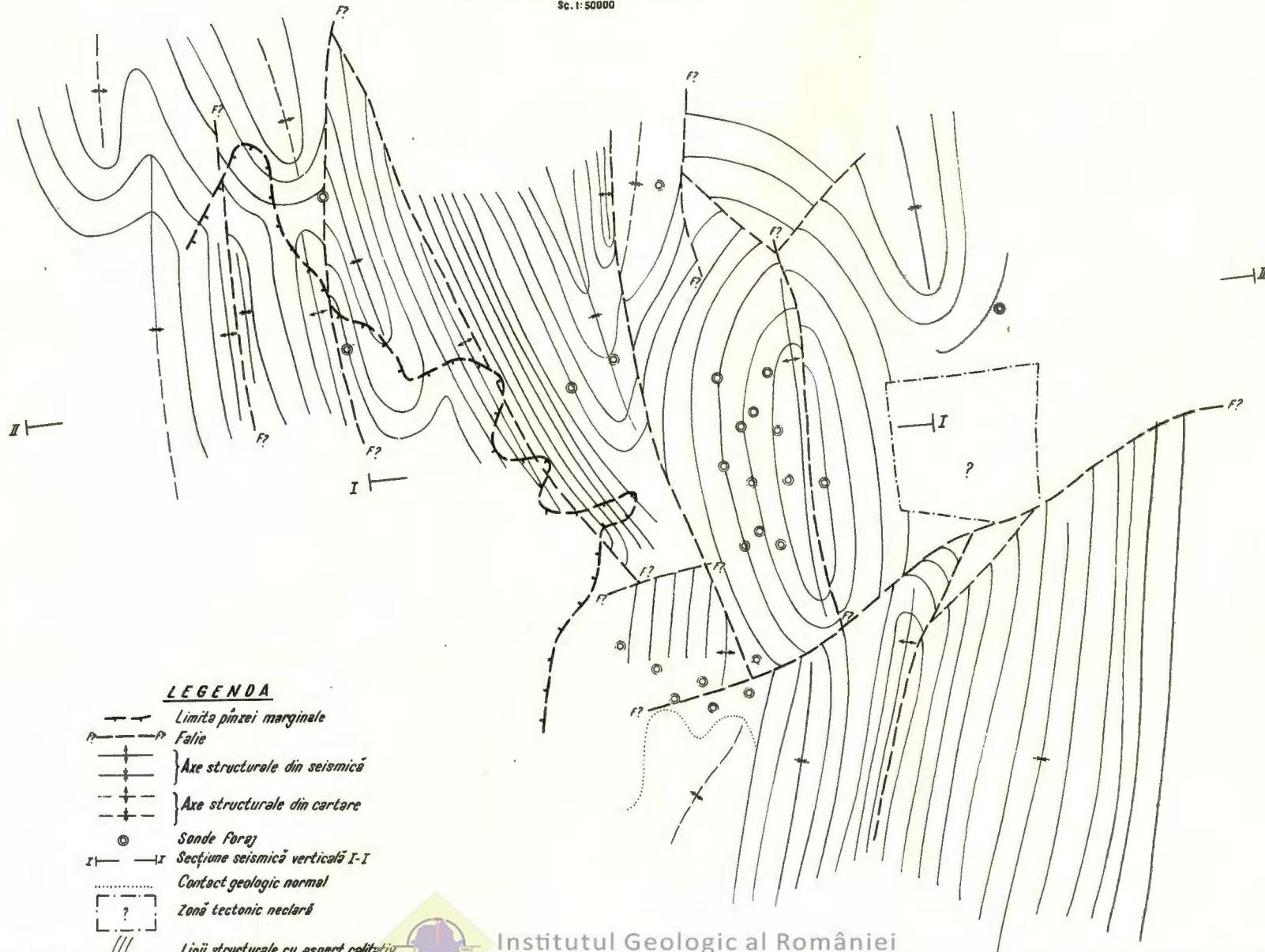
Fig. 20. — Secțiune seismică verticală I.



Institutul Geological Română

SCHEMA TECTONICĂ CALITATIVĂ

Sc. 1:50000



Institutul Geologic al României

Hărțile de vectori nu redau suficient de sugestiv tectonica unei zone, totuși ele reprezintă etape necesare pentru prelucrarea și interpretarea ulterioară.

Pe baza lor s-au construit secțiunile seismice verticale (fig. 20 și pl. III) și schema tectonică calitativă (pl. IV) care dă o imagine suficient de clară asupra tectonicii. Pentru secțiunile seismice verticale s-au folosit vectorii conținuți într-un culoar de 200–600 m de o parte și de alta a unei linii medii (linia de secțiune).

La construirea schemei tectonice calitative s-au folosit vectorii situați pe harta de vectori din nivelul 0–2500 m.

Liniile din schema calitativă nu au valoare izobatică, totuși, acestea scot în evidență axele structurale.

Pentru interpretarea geologică finală a secțiunilor seismice verticale s-a ținut cont de datele de foraj și cartare existente în zona prospectată.

Concluzii

Prin experimentarea metodei seismice de reflecție în zona de contact a formațiunilor de fliș de la suprafață, cu formațiunile de fliș acoperite de Miocen, s-a constatat că metodele clasice nu mai pot rezolva, în general, problemele geologice în condițiile tectonice complicate specifice acestei zone.

Au rezultat de asemenea posibilități mai largi de rezolvare a acestor probleme cu ajutorul metodei seismosondajelor spațiale de masă.

Lucrările efectuate prin noua metodă au verificat structuri conturate prin sonde adânci stabilind totodată și relațiile acestora cu structurile vecine. De asemenea, prin lucrările seismice a fost precizată poziția în adâncime a multor elemente structurale schițate în lucrările de cartare.

Trebuie scos în evidență totuși faptul că metoda are un caracter calitativ, rezultatele fiind condiționate de omogenitatea și desimea punctelor de observație, precum și de calitatea înregistrărilor.

Aceste cerințe se pot obține cu o dotare tehnică specială (stații portabile, aparate emisie-recepție, instalații de foraj pe șenile sau portabile, prevăzute cu un sistem de apăsare pe sapă, număr sporit de geofoni, etc.).

O interpretare geologică bună a datelor seismice, se poate face în cazul în care în regiune există lucrări de foraj, cartare, cum și o cercetare gravimetrică de detaliu.



De asemenea, îmbunătățirea substanțială a rezultatelor prospecției seismice în zonele cu tectonică complicată nu se va putea face fără folosirea unei aparaturi care să dea posibilitatea separării undelor în zonele de interferență.

BIBLIOGRAFIE

1. Băncilă I. Geologia Carpaților orientali. București, 1958.
2. Cucu V., Chișcan V., Marinescu M., Contribuții geofizice la descifrarea tectonice din flișul Carpaților Orientali între localitățile Moinești și Piatra Neamț. Comunicare științifică Secția V Geofizică București 1963 (Asoc. geologică Carpațo-Balcanică Congresul V).
3. Grigoraș N. Geologia zăcămintelor de petrol și gaze din R.P.R. Edit. Tehnică. București, 1961.
4. Galperin E. I. O metodă de prelucrare a observațiilor seismosondajelor spațiale. *Prikladnaia Geofizika* nr. 12/957.
5. Zavialov V. D., Stoliarova E. N. Prospecționi seismice prin metoda seismosondajelor spațiale de masă. *Prikladnaia Geofizika* nr. 17/957
6. Zavialov V. D. Seismosondaje spațiale de masă în Carpați. *Geologia Nefl.* nr. 12/958.
7. Paicu D., Constantinescu P. Contribuții la prelucrarea datelor prospecției seismice, în condiții morfologice complicate. *Probleme de geofizică. Acad. R.P.R.*, II. București, 1963.
8. Cucu V., Alexandrescu M., Corecții statice la seismosondaje spațiale. *Fond I.P.G.G.* București, 1962.

SUR L'EXPÉRIMENTATION DU SISMOSONDAGE SPATIAL DANS LES ZONES À TECTONIQUE ET MORPHOLOGIE COMPLIQUÉE

PAR

V. CUCU, V. CHIȘCAN

(Résumé)

La prospection sismique des zones à relief accidenté et à structures tectoniques compliquées a été considéré inefficace, vu les difficultés techniques rencontrées au cours des travaux de terrain et d'interprétation.

Pour obtenir des données sur la tectonique de la zone de contact Flysch — Miocène des Carpates Orientales — laquelle présente un intérêt



Institutul Geologic al României

économique et scientifique spécial — on y a effectué des recherches sismiques expérimentales. À proximité de la localité de Moinești, dans une aire à géologie compliquée, on a utilisé diverses variantes de la prospection sismique. À cette occasion, nous avons constaté que dans de pareilles régions, le sismosondage spatial offre des possibilités de prospection meilleures. Ce procédé consiste dans l'enregistrement — sur des dispositifs — de diverses formes d'ondes réflectées, générées par les pointes d'explosions arbitrairement disposés dans le plan. C'est ainsi que l'on obtient des informations discontinues sur la tectonique de profondeur.

Pour l'interprétation du sismosondage spatial sont présentées plusieurs solutions techniques de calcul, par exemple : des nomogrammes qui permettent la détermination directe de l'angle de sortie et le contrôle des calculs (pl. I, II et fig. 7, 8, 9).

Différemment de la méthode du profilage, le sismosondage spatial ne s'appuie pas sur des critéums de corrélation, vu que les données sont acquises dans plusieurs points indépendants. L'auteur présente deux critéums qui permettent la corrélation des éléments réfléchissants, résultats du calcul du sismosondage spatial (figs. 15, 16).

Le relief accidenté et l'épaisseur variable de la zone altérée dit w.z. („watered zone") exercent une influence négative sur les résultats. Pour l'élimination de ces causes, on donne une méthode de correction (figs. 17, 18, 19).

Les méthodes de calcul du sismosondage spatial, — désignées par la littérature — supposent une vitesse connue de propagation des ondes. Vu les enregistrements effectués à distances variables, par rapport au point d'explosion, la vitesse de calcul le plus souvent ne correspond pas à la valeur réelle et engendre des erreurs. Si l'on prend pour base seulement les temps enregistrés et la géométrie du système d'observation, on obtient une méthode exacte pour la solution du problème spatial par l'intersection des lieux géométriques (figs. 10, 11, 12, 13, 14).

On donne des profils sismiques verticaux et des schémas tectoniques qualitatifs (fig. 20 et pl. III et IV).

En conclusion, les auteurs signalent l'aspect qualitatif de la méthode présentée et la nécessité de son emploi dans l'interprétation géologique des données gravimétriques, de lever géologique et de forage.





Institutul Geologic al României

CONSIDERAȚII ASUPRA APLICĂRII METODEI DE CORELARE A UNDELOR REFRACTATE ÎN ROMÂNIA

DE

R. GASPAR, L. TOMESCU, I. N. IONESCU, D. TALOȘ, GH. CHEȘCA, E. MEHMED ALİ

ABSTRACT

On the Application of the Correlation Method of Refracted Waves in Rumania. In Rumania, the application of the correlation method of refracted waves was carried out under the seismological conditions of the Moesian Platform and the Moldavian Platform. The method applied in field and study works as well as the results obtained are given. The data suggest that the refractory horizons of Mesozoic and Palaeozoic formations were pursued and significant conclusions on their tectonics were drawn. The authors consider that this method has proved its efficacy while providing supplementary data to the reflection seismology concerning mainly the geological formations located at depth.

În ultimii ani, în cadrul Ministerului Industriei Petrolului și Chimiei, s-a trecut la aplicarea metodei de corelare a undelor refractate în lucrările de prospecțiuni seismice. Metoda a fost pusă la punct de geofizicianul sovietic G. A. Gamburtev, iar experimentarea și folosirea ei ca metodă de prospecție în descifrarea structurilor geologice s-a făcut în U.R.S.S. (2). Aplicarea metodei de corelare a undelor refractate s-a impus, în urma rezultatelor slabe obținute prin folosirea metodei undelor reflectate, în unele zone din țara noastră situate în Platforma moesică (reg. sud-București; Balș—Craiova) și Platforma moldovenească (reg. Vaslui—Bîrlad) (fig. 1).

Pe teren s-au lucrat profile longitudinale și nelongitudinale, folosindu-se sisteme complete de hodografi urmăritori (fig. 2). Distanțele între

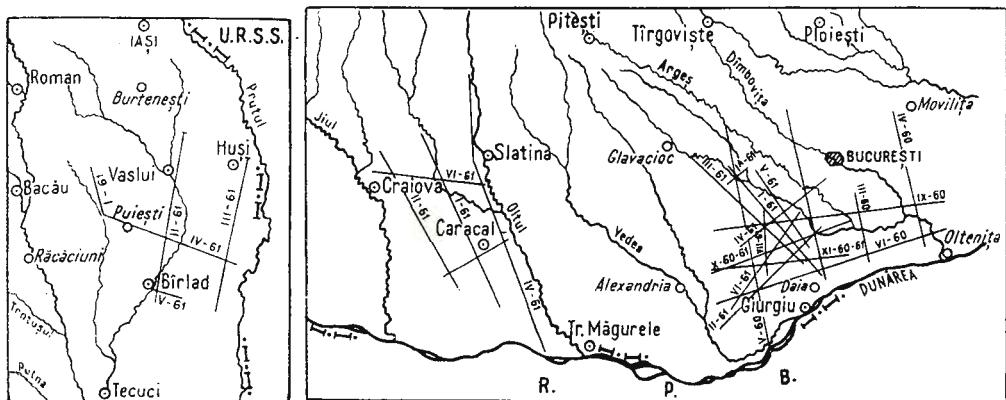


Fig. 1.—Harta României cu zonele în care s-a aplicat metoda de corelare a undelor refractate.
 — profile executate.

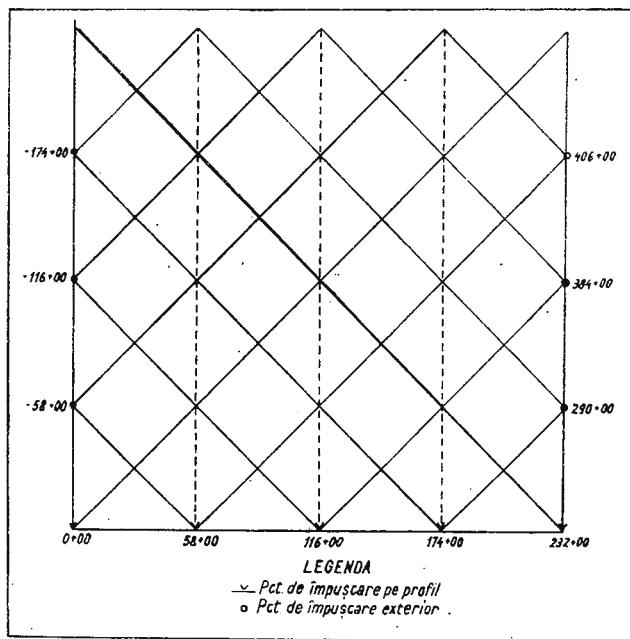


Fig. 2. — Schema cu sistemul de observație în teren.

punctele de împușcare au variat între 2500–6000 m, funcție de zonele luate și adâncimile limitelor refractatoare urmărite, iar între geofoni distanța a fost de 50 m și 100 m. Pentru generarea undelor refractate s-au folosit, funcție de condițiile seismogeologice, explozii în sonde singulare

sau grupări de sonde, la adâncimi care au ajuns la sondele singulare pînă la cca 60–70 m, cu cantități între 25–450 kg (fig. 3) pentru distanțele maxime de înregistrare.

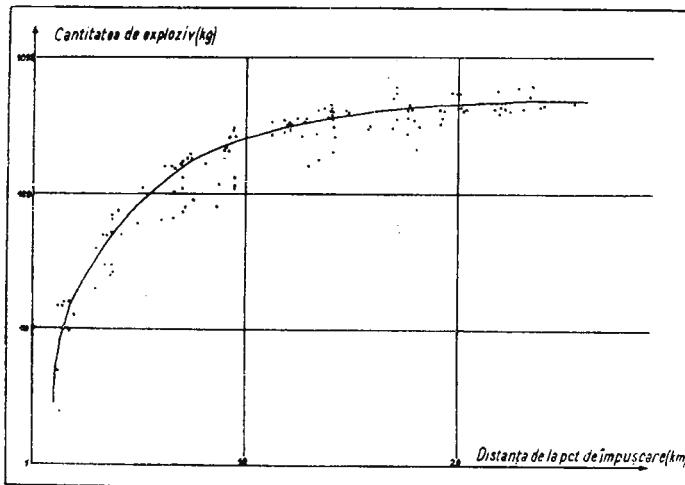


Fig. 3. — Graficul cantității de explosiv în funcție de distanța de la punctul de impușcare în regiunea sud-București.

Lucrările de interpretare au urmărit în mod deosebit următoarele probleme : identificarea tabloului de unde, întocmirea hodografilor centralizați, stabilirea regimului de viteză și construirea secțiunilor seismice și a schemelor structurale.

În acest scop s-au făcut studii suplimentare asupra elementelor cinematice și dinamice (fig. 4 și fig. 5) ale undelor refractate și s-au stabilit undele caracteristice zonelor prospectate.

În Platforma moesică, regiunea sud-vest București, s-au separat 3 grupuri principale de unde refractate („C”, „T” și „P”), iar în regiunea Balș—Craiova (partea vestică a Platformei moesice), numai 2 grupe de unde refractate („C” și „P”).

Platforma moldovenească prezintă unele complicații în urmărirea undelor refractate, fie din cauza variațiilor mari de relief, fie din cauza variației grosimii stratului de alterație. Astfel, în zona de platformă, s-au identificat două unde cu caractere de înscriere apropiate : unda „P” care reprezintă contrastul între Miocen sau Cretacic (facies marnos-nisipos) și Paleozoic (facies marnos-calcaros) și unda „C” provenită probabil de la fundimentul cristalin.

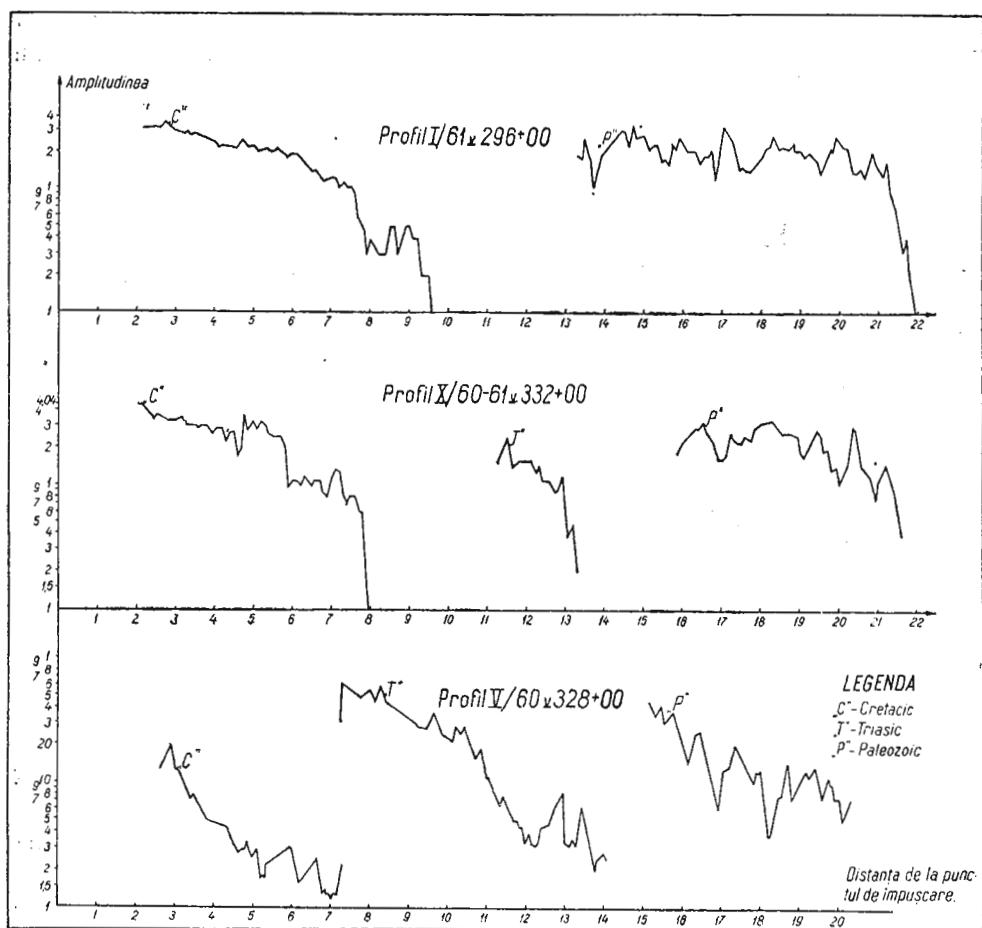


Fig. 4. — Graficele variației amplitudinii în regiunea SW București.

C'', undă obținută de la Cretacic; T'', undă obținută de la Triasic; P'', undă obținută de la Paleozoic.

În zona depresionară, aspectul tabloului de unde se modifică în sensul că prima undă provine de la calcarale jurasice, iar a doua undă probabil de la Triasic (?) sau Cristalin (?).

Undele urmărite în Platforma moesică au un aspect de înscriere caracteristic. Pe baza datelor de foraj s-a stabilit că unda „C” aparține contrastului creat de calcarale masive din Cretacic (C_2), unda „T” provine de la suprafața calcarelor și dolomitelor triasice (T_2), iar unda „P” fără a fi verificată prin date de foraj, a fost atribuită Paleozoicului.

După corelarea undelor identificate și construirea hodografilor, s-a trecut la centralizarea acestora, obținindu-se hodografi centralizați pentru fiecare undă în parte. Hodografi centralizați corectați au fost utilizati la construirea limitelor refractatoare respective, rezultând secțiunile seismice (pl. I, fig. 1, fig. 2), pe baza cărora, în cazul reg. sud-București, s-au întocmit tentative de scheme structurale.

În privința erorilor, s-au admis diferențe la timpii reciproci ai undelor de suprafață („C”) de cca 0,030 sec., iar pentru cele mai adânci de cca 0,050 sec.

Legile de viteză utilizate la construirea limitelor pentru fiecare zonă în parte, s-au stabilit pe baza unor date minime de seismocarotaje și a unor determinări efective din hodografi de refracție. Secțiunile s-au obținut folosindu-se procedeele de construcție cunoscute: procedeul izocronelor și procedeul punctelor conjugate (1). În cele ce urmează, vom prezenta succint rezultatele obținute prin această metodă în regiunile prospectate.

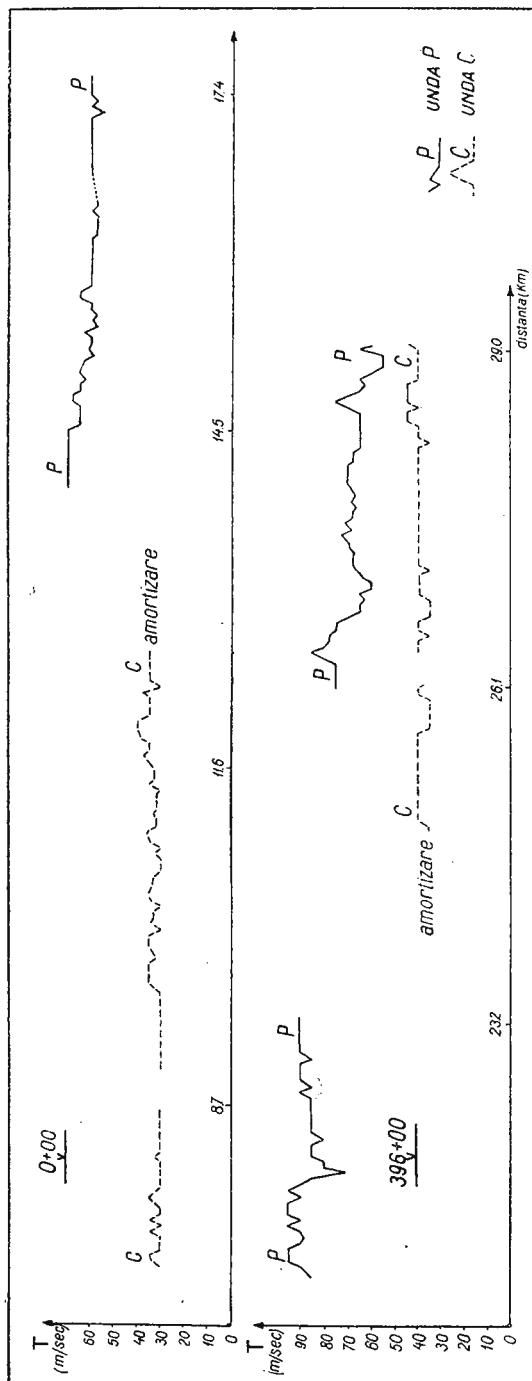


Fig. 5. — Grafice cu analize de perioadă (frecvență).

În regiunea sud-București, rezultatele au fost concretizate în scheme structurale întocmite la nivelul orizonturilor obținute pe baza undelor urmărite („C”, „T”, „P”), despre care am amintit mai sus. Putem afirma

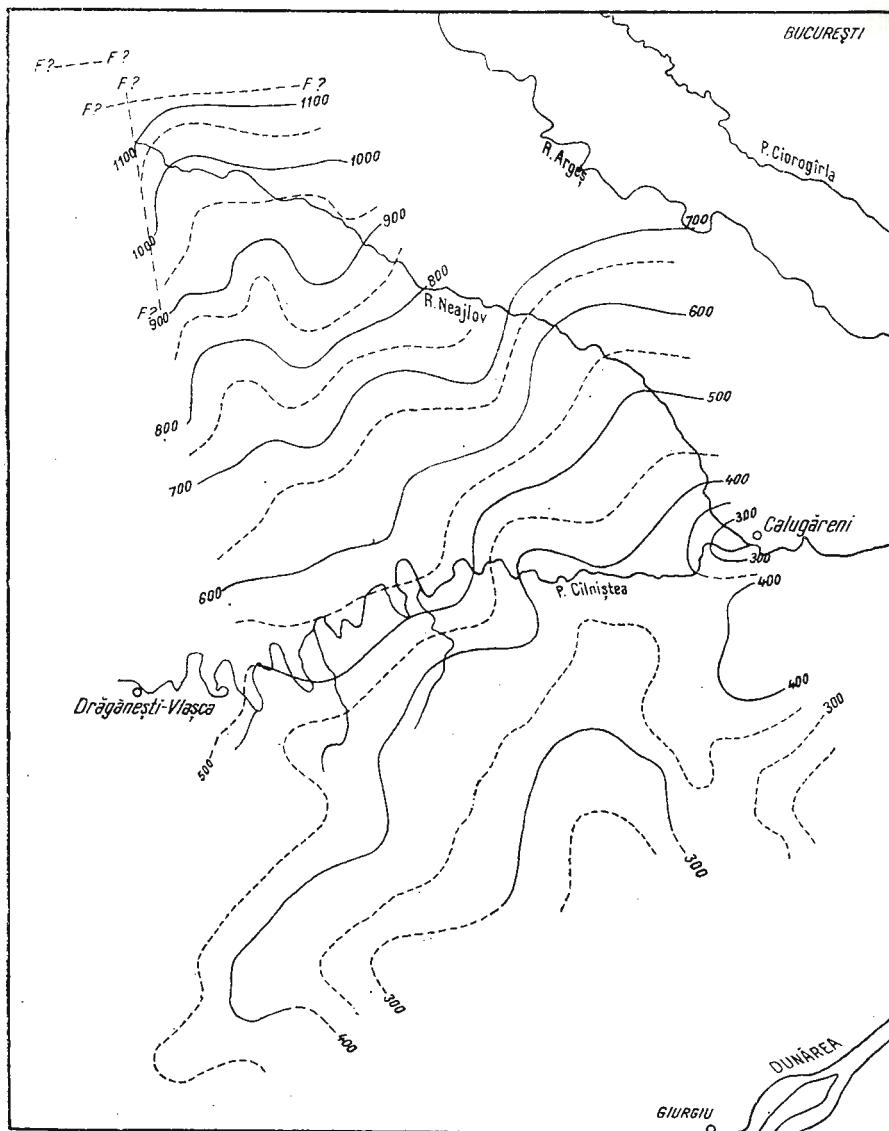


Fig. 6. — Schemă structurală la orizontul C'.
1, accident tectonic; 2, linii izobatice sigure; 3, linii izobatice nesigure.

că aceste scheme oglindesc în ansamblu aspectul structural al orizonturilor refractatoare descrise (fig. 6, 7, 8), fără a pierde însă din vedere ero-rele specifice metodei și aproximările făcute în prelucrarea datelor de teren.

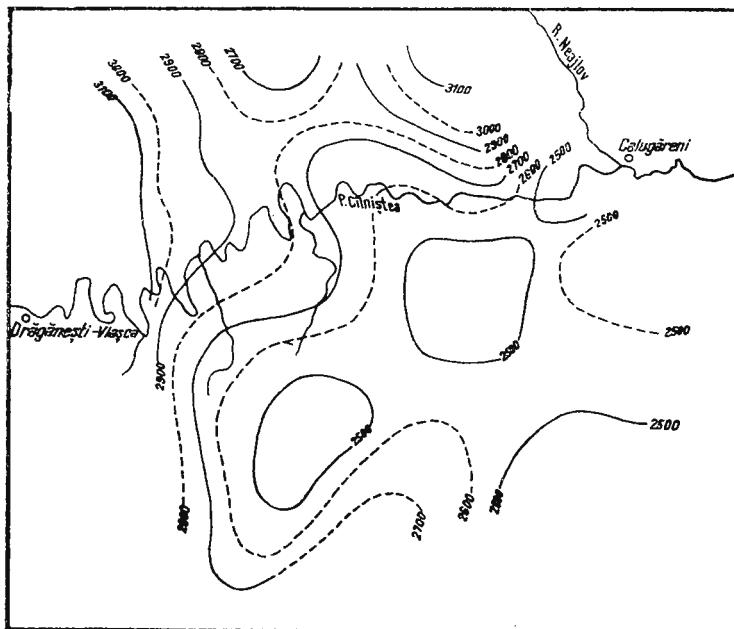


Fig. 7. — Schemă structurală la orizontul T'.

1, linii izobatice sigure; 2, linii izobatice nesigure.

Orizontul refractator „C” s-a urmărit în toată regiunea și pe baza lui s-a alcătuit schema structurală „C” (fig. 6), care prezintă, după forma izobatelor, căderea monoclinală spre nord-vest a depozitelor cretacice, evidențiind pe acest fond monoclinal o serie de inflexiuni ale izobatelor pe aceeași direcție, sub forma unor digității sau „nasuri” structurale.

Orizontul refractator „T” s-a urmărit numai în partea centrală și sudică a zonei prospectate, deoarece se pare că în partea nordică depozitele triasice se subțiază, iar calcarurile și dolomitele aparținând acestor depozite se efilează și dispar în zona în care dispare unda „T”, care am stabilit că este legată de existența lor.

Pe schema structurală (fig. 7) întocmită la acest orizont, se observă că izobatele conturează cîteva structuri aliniate pe două direcții perpendiculare una pe alta, așa încît nu se poate vorbi de o direcție preferențială a elementelor structurale.

La orizontul refractator „P”, s-a încercat o tentativă de schemă structurală, construită cu o precizie mai mică din lipsă de date suficiente cu privire la viteze. Neînchiderile pe poligoane au ajuns la 200 m (fig. 8).

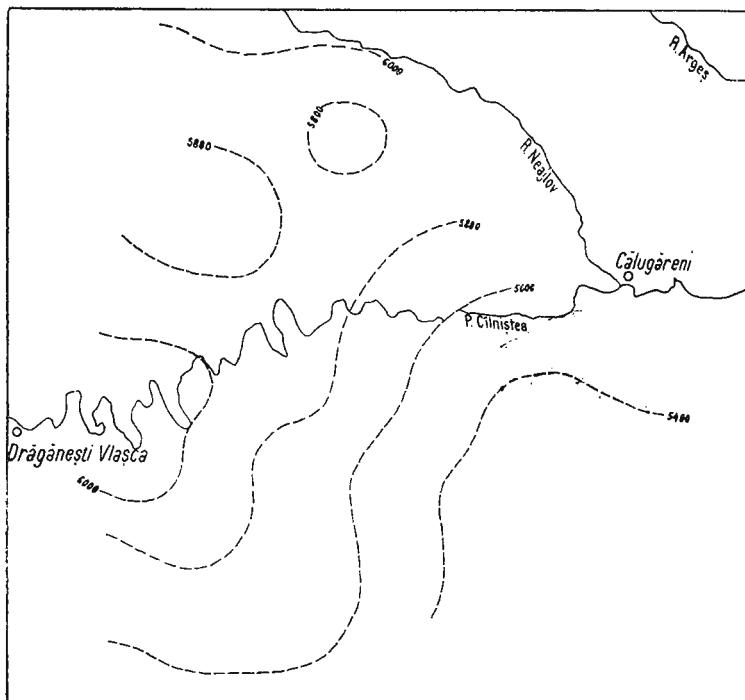


Fig. 8. — Tentativă de schemă structurală la orizontul P'.

1, linii izobatice nesigure.

Alura izobatelor marchează o cădere generală a orizontului „P” pe direcția nord-vest, dind imaginea unui periclin care se afundă pe această direcție. Pe acest fond regional, remarcăm o zonă mai ridicată în partea de NW (5800 m), o zonă depresionară cu extindere spre vest (6000 m) și zona cea mai ridicată (5400 m) în partea sud-estică (NW Giurgiu).

Paralelizând rezultatele obținute prin lucrările seismice de refracție cu cele gravimetrice din aceeași zonă, constatăm o concordanță remarcabilă a tuturor zonelor anomale pozitive sau negative din harta Bouguer cu zone structurale corespunzătoare, detectate seismic la cele trei orizonturi refractatoare descrise mai sus. În baza acestor date concludem că anomaliiile gravimetrice ar fi rezultatul unui efect combinat al complexului sedimentar, în care n-ar fi exclus să fie înglobat și efectul fundamentului (dacă limita „P”? ar reprezenta fundamentul).

Lucrările magnetometrice pun în evidență, în zona prospectată seismic, un aliniament de anomalii pozitive orientat pe direcția nord-vest Giurgiu și care se continuă pe teritoriul R.P.B. păstrând aceeași direcție. Considerăm că aceste anomalii magnetice s-ar datora unor intruziuni care au străpuns fundamentul, eventual chiar formațiunile paleozoice, acest lucru remarcindu-se mai ales în zona axială a periclinului amintit mai sus. În această ideie, acest periclin ar urma să reprezinte o apofiză a unei puternice ridicări plasată undeva în partea sudică a Platformei moesice (NE – R.P.B.).

Această ridicare este descrisă de geologii bulgari (5) ca făcind parte dintr-un scut hercinic vechi și care probabil s-ar putea pune în legătură cu ridicarea Balș–Optași și cu Dobrogea, ca fiind de aceeași vîrstă. Geologii români (7, 4) consideră că ridicarea bulgară de nord-est și ridicarea Balș–Optași, sunt separate printr-o zonă scufundată — depresiunea Roșiori — care se continuă în R.P.B. cu depresiunea Lomului. Către est, depresiunea Roșiori s-ar părea că se leagă de depresiunea Mării Negre prin Dobrogea de Sud.

În baza rezultatelor obținute prin metoda de corelare a undelor refractate în regiunea sud-București, presupunem că depresiunea Roșiori nu s-ar putea lega cu depresiunea Mării Negre, ci mai curind s-ar orienta spre Depresiunea precarpatică legîndu-se cu aceasta printr-o șea ce s-ar forma între prelungirea ridicării nord-est bulgare și ridicarea Balș–Optași.

Limitele refractatoare, prezentate mai sus, la nivelul căror s-au întocmit schemele structurale, s-ar putea să reprezinte suprafete de strat, linii de discordanță stratigrafice sau suprafața unui relief de eroziune. Ceea ce rămîne indiscutabil este faptul că ele constituie contraste litologice nete, care au generat fenomenul de refracție dînd posibilitatea urmăririi lor în regiunea prospectată.

În regiunea Balș–Craiova, lucrările au avut un caracter de recunoaștere, iar informațiile obținute s-au concretizat sub formă de secțiuni seismice (pl. II, fig. 1, fig 2). Se remarcă prezența a două orizonturi refractatoare, a căror apartenență stratigrafică este discutabilă. Din puținele date de sonde se pare că primul orizont urmărit aparține, ca și în partea estică a Platformei moesice, formațiunilor calcaroase ale Cretacicului, iar celălalt presupunem că reprezintă contrastul sedimentar-cristalin. În zona Balș (pl. II, fig. 1), unde s-a pus în evidență ridicarea cu același nume este posibil ca urmărirea orizontului pe flancurile ridicării să treacă pe



un alt contrast (calcare sau dolomite triasice), fără a mai putea prinde limita sedimentar-cristalin.

Secțiunile profilelor orientate N—S, ne-au dat posibilitatea să determinăm relațiile ridicării majore de la Balș cu structurile învecinate, confirmând totodată ridicarea formațiunilor mezozoice ale Platformei moesice pe direcția N—S, pe fondul căreia se grefează o serie de indicații structurale. Trecerea de la platformă la depresiune se face printr-o zonă intermedieră caracterizată prin înclinări nordice mai mari (pl. II, fig. 1).

În zona de platformă propriu-zisă depozitele mezozoice și mai vechi marchează o serie de zone de ridicare (pl. II, fig. 2), reliefate mai ales la nivelul formațiunilor mai adânci, care merită o deosebită atenție.

Rezultatele metodei de corelare a undelor refractate obținute în partea de vest a Platformei moesice, concordă în mod satisfăcător atât cu datele magnetometrice, cât și cu cele gravimetrice. Se remarcă de asemenea o concordanță satisfăcătoare a rezultatelor cu lucrările seismice anterioare de reflecție.

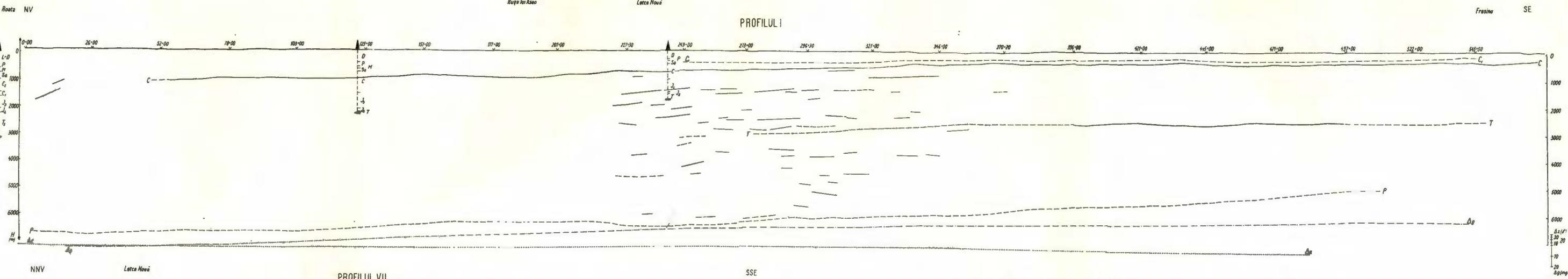
În regiunea Vaslui—Bîrlad, scopul lucrărilor efectuate a fost de a preciza zona de trecere de la Platforma moldovenească la depresiunea Bîrladului, tectonica formațiunilor mezozoice și limita dintre sedimentar și cristalin. Lucrările geofizice și de foraj executate în zonă (6) au indicat coborîrea fundamentului Platformei moldovenești, acoperit cu depozite paleozoice, către Depresiunea Bîrladului și prezența unor formațiuni acoperitoare transgresive de vîrstă cretacică, paleogenă și neogenă.

În zona Platformei moldovenești s-au urmărit două orizonturi refractatoare : primul provenind de la suprafața depozitelor paleozoice, iar al doilea de la limita sedimentar-cristalin. În zona depresiunii Bîrladului s-au urmărit de asemenea două orizonturi refractatoare care aparțin formațiunilor mezozoice (Jurasic, Triasic?).

În zona localităților Zorleni—Ghermănești—Rînceni orizonturile refractatoare (pl. III, fig. 1) din platformă dispar. Din această cauză s-a considerat că în această zonă se face trecerea de la Platforma moldovenească la depresiunea Bîrladului, fără a se putea preciza forma sub care se face această trecere. Complicațiile tectonice și stratigrafice care intervin în zona prospectată depășesc posibilitățile de rezolvare directă, prin metoda de corelare a undelor refractate aplicată la scara regională, a acestei probleme.

Pe secțiunile seismice (pl. III, fig. 1, fig. 2), se constată o coborîre generală a formațiunilor din platformă spre zona depresionară. Pe această





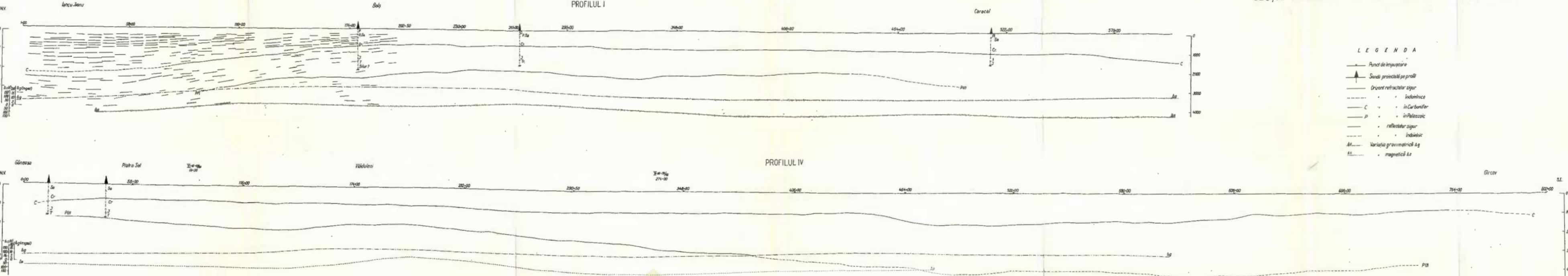
SECȚIUNI SEISMICE PRIN PROFILELE I/VII/61 REGIUNE SUD BUCUREȘTI

LEGENDA

- Punct de impunere
- Sonde proiectată pe profil
- Orizont refractor sigur
- in indorenic
- in Cretacic inf
- in Cretacic
- in Jurasic
- in Triasic
- in Paleozoic
- reflector sigur
- in indoeleptic
- Variația gravimetrică Δg
- Variația magnetică Δz

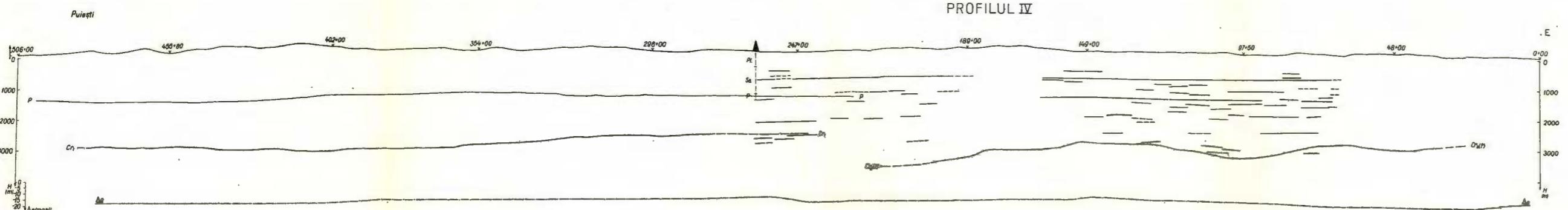
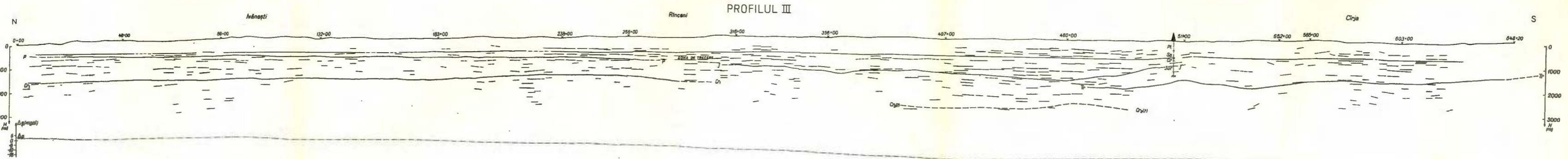


Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

SECTIUNI SEISMICE PRIN PROFILELE III, IV/61-REG. BIRLADE-VASLUI



PROFILUL IV

PROFILUL III

— Punct de impuscare
 — Sondă proiectată pe profil
 — Orizont refractor sigur
 — * * īndoeientic
 — * * ī Juresic
 — * * ī Triasic
 — * * ī Paleozic
 — Cr * * ī Cristalin
 — Cr * * ī * * 2
 — reflectator sigur.
 — * * īndoeientic
 — Variația gravimetrică Δg

coborîre se evidențiază unele ondulații largi caracteristice platformei (amplitudine mică, extindere mare). Ondulații ale orizonturilor refractatoare se remarcă și în zona de depresiune, ele au însă amplitudini mai mari și sunt mai înguste. Toate ondulațiile puse în evidență pe secțiuni atât în platformă, cât și în depresiune, pot reprezenta fie forme structurale, fie forme ale unui relief de eroziune, dacă se ține seama de discordanțele mari de sedimentare existente. Comparând rezultatele obținute prin această metodă cu rezultatele celorlalte metode geofizice, s-a constatat o corespondență destul de bună.

Din examinarea rezultatelor obținute prin aplicarea metodei de corelare a undelor refractate în România se pot trage concluzii importante:

Această metodă se poate aplica cu eficiență maximă în zonele cu inclinări mici și cu contraste mari de viteză, așa cum sunt regiunile de platformă din țara noastră. Trecerea la zone depresionare (ex. Depresiunea Bîrladului) complică mult tabloul de unde, ceea ce duce implicit la o interpretare greu de realizat.

Orizonturile refractatoare urmărite în regiunile prospectate reprezintă în cea mai mare parte fie suprafețe de discordanță, fie suprafața unor reliefuri de eroziune, acest fapt constituind o particularitate importantă a metodei de corelare a undelor refractate, de care trebuie să se țină seama la interpretarea geologică a rezultatelor.

O atenție deosebită trebuie acordată, în prelucrarea rezultatelor problemei vitezelor, care la această metodă se impune în mod categoric, deoarece procedeele de determinare a vitezelor efective (în lipsă de seismocarotaje) sunt mult mai aproximative decât în metoda undelor reflectate. Pe de altă parte, în condițiile unor variații mari de viteză pe orizontală, va trebui să se acorde o atenție deosebită procedeelor de construcție, pentru a nu se introduce erori nedoreite.

Metoda de corelare a undelor refractate s-a dovedit pînă acum a fi singura metodă geofizică, capabilă să rezolve probleme legate de deschiderea tectonică formățiunilor de adîncime, din zonele de platformă din România, acolo unde seismică de reflecție n-a furnizat informații decât cu privire la depozite puțin adînci. De asemenea merită subliniat faptul că, în regiunea Vaslui—Bîrlad, această metodă a furnizat pentru prima dată informații concrete asupra zonei de trecere de la Platforma moldovenească la depresiunea Bîrladului.

În concluzie, pe baza experienței acumulate, putem afirma că metoda de corelare a undelor refractate, înlocuiește cu succes, în prezență unor anumite condiții seismogeologice, (contraste mari de viteză) metoda

de reflecție, atunci cînd aceasta nu dă rezultate și că ea poate de asemenei completa informațiile aduse de seismica de reflexie pentru formațiuni de mare adîncime.

BIBLIOGRAFIE

1. Gamburtsev G. A. Metoda de corelare a undelor refractate. Ed. Acad. U.R.S.S. 1952.
2. Gaspar R., Barbu M. Raport final asupra lucrărilor de prospecțiune seismică executate prin metoda KMPV în reg. Sud-București. 1961.
3. Gaspar R., Cheșca Gh. Raport final asupra prospecțiunilor seismice KMPV executate în regiunea Sud-Vest București. 1962.
4. Grigoraș N. Geologia zăcămintelor de petrol și gaze din R.P.R.
5. Iaranov D. Tectonica Bulgariei. Ed. Tehnică. Sofia, 1962.
6. Ionescu Nelu, Ali Mehmed Erdugan. Raport final asupra lucrărilor de prospecțiuni seismice executate prin metoda de corelare a undelor refractate în reg. Vaslui-Bîrlad. 1962.
7. Pătruț I., Popescu M., Teodorescu C., Molnar M. Contribuții la cunoașterea geologiei Platformei Moesice. Rev. Petrol și Gaze nr. 11/1961.
8. Tomescu Lucian I., Taloș Dumitru. Raport final asupra lucrărilor de prospecțiuni seismice executate prin metoda de corelare a undelor refractate în reg. Balș-Craiova. 1962.
9. Vasiliu Ion, Solomon A. Raport preliminar asupra rezultatelor măsurătorilor de prospecțiuni seismice în reg. Galați. Comitetul Geologic. 1955.
10. Voinea M. Raport final asupra lucrărilor de prospecțiune magnetometrică din zona Giurgiu - București - Oltenia. 1960.
11. — Hărțile magnetometrice și gravimetrice I. L. Geo.

CONSIDÉRATIONS SUR L'APPLICABILITÉ DE LA MÉTHODE DE CORRÉLATION DES ONDES RÉFRACTÉES EN ROUMANIE

PAR

R. GAŞPAR, L. TOMESCU, I. N. IONESCU, D. TALOŞ, GH. CHEŞCA, E. MEHMED ALİ

(Résumé)

Entre 1958—1959, a été expérimentée la méthode de corrélation des ondes réfractées dans les zones de plateforme, là où la méthode des ondes réfléchies n'avait pas donné des résultats satisfaisants.



Institutul Geologic al României

À la suite des expériences effectuées, on a établi la technique des travaux en terrain ainsi que les procédés d'interprétation des données enregistrées, et on a commencé à appliquer la méthode dans le processus de production.

Les observations en terrain ont été effectuées, selon le système des hodographes, en profils longitudinaux et subordonée non longitudinaux. Les données en terrain ont été interprétées selon les méthodes connues par la littérature de spécialité (2).

La méthode a été appliquée dans la Plateforme Moesique (region S Bucarest et Balş—Craiova) et dans la Plateforme Moldave (région Vaslui—Bîrlad); on en a obtenu des informations intéressantes sur les formations paléozoïques qui ont présenté de forts contrastes de vitesse. Les horizons réfractateurs ont été observés sur de grandes distances et corrélos d'un profil à l'autre de manière assez précise. La comparaison des résultats obtenus avec les données de forage et avec les autres méthodes géophysiques a relevé une concordance assez prononcée.

Les résultats pour les régions Vaslui—Bîrlad et Balş—Craiova sont présentés sous forme de sections sismiques. Pour la région S-Bucarest on présente, en plus, des schémas structuraux pour les horizons „C” et „T” et une ébauche de schéma structural pour l'horizon „P”.





Institutul Geologic al României

CERCETĂRI ÎN VEDEREA STABILIRII POSIBILITĂȚILOR
DE APLICARE A RADIOMETRIEI LA PROSPECTIUNE
DIRECTĂ A HIDROCARBURILOR

DE
E. GOHN, E. BRĂTĂȘANU

ABSTRACT

On the Possibilities of Radiometric Prospection in Hydrocarbons Accumulations. The paper deals with the results obtained by the experimental radiometric prospections on the surface of nine known hydrocarbon deposits in Rumania. The comparative study of the results of measurements suggests some direct correlations between the intensity field of gamma emmission and the oil content of the deposits in the Outer Depression of the Carpathians; for the gasfields in the Inner Depression the results are unfavourable.

Stadiul luerărilor de cercetare. În ultimul deceniu, s-au intensificat lucrările de cercetare pentru utilizarea metodelor radiogeochimice la prospectiunea directă a hidrocarburilor. Paralel cu cercetările din alte țări, în România au fost inițiate începînd cu anul 1956, în cadrul Departamentului Petrolului, lucrări experimentale pentru studierea posibilităților de aplicare a radiometriei în prospectiunile pentru hidrocarburi. Informațiile privind lucrările întreprinse în țară și peste hotare prezintă o serie de rezultate pozitive (1, 2, 3).

Explicarea apariției anomalialor radiometrice deasupra zăcămintelor de țigări și a legăturii lor cu acestea a constituit o problemă dificilă. Ultimele cercetări din Uniunea Sovietică au condus la următoarele constatări:

Apariția anomalialor în distribuția elementelor radioactive este condiționată de totalitatea proceselor geochemice și fizico-chimice ce se desfășoară în scoarța terestră sub influența zăcămintelor de țigări (1, 2, 3).

Anomalia intensității cîmpului gama natural, caracteristică pentru zăcămintele de hidrocarburi, se datorează variației conținutului în ele-



mente din familia U — Ra. Distribuții anomale de același tip se înregistrează și pentru elemente grele, ca : Mn, Cr, Ni, Co, V. Toate elementele care provoacă anomalie geochimică se găsesc în stratul schimbului de ioni al particulelor.

Determinări efectuate pe soluri colectate de pe o serie de suprafețe petrolifere au stabilit că există o variație în distribuția capacității de adsorbție a solurilor, analoagă cu anomalie cîmpului gama natural. Apariția acestor variații a fost legată direct de migrarea hidrocarburilor și de adsorbția lor moleculară pe suprafața particulelor care constituie roca (2, 3). Reducerea capacității de adsorbție s-a pus în evidență numai în cazul hidrocarburilor grele.

S-a dovedit că efectul anomal datorat zăcămîntului de hidrocarburi, poate fi pus în evidență și în zonele cu o litologie de suprafață complexă, în care predomină anomalii radiometrice perturbante (1, 2). Acest efect anomal, înregistrat la suprafața solului, se păstrează în adîncime (2, 3). El nu s-a înregistrat la suprafața unor structuri anticlinale sterile (2).

Rezultatele măsurătorilor din România Pentru verificarea posibilităților metodei, s-a măsurat intensitatea cîmpului gama totală suprafață a nouă zăcăminte cunoscute, plasate în condiții geologice

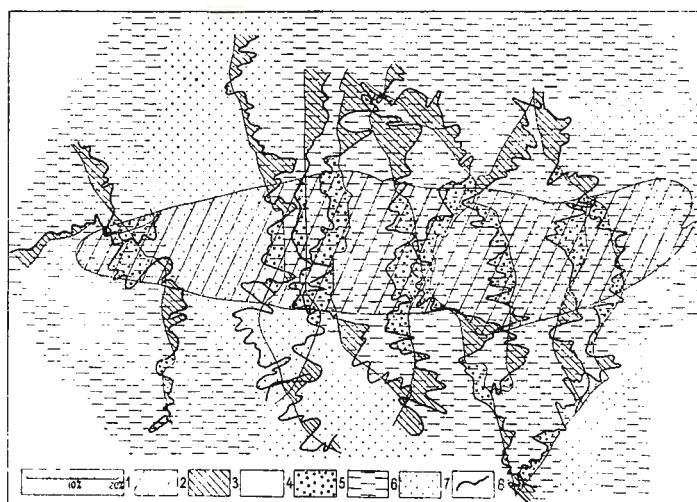


Fig. 1. — Zăcămîntul Boldești. Suprapunerea rezultatelor radiometrice cu conturul zonei productive și harta texturii solurilor.

1, scara reprezentării rezultatelor radiometrice în procente din valoarea fondului gama mediu; 2, proiecția la suprafață a zonei productive; 3, maxim radiometric; 4, minim radiometric generat de factori perturbatori de suprafață; 5, minim radiometric generat de hidrocarburi sau de factori necunoscuți; 6, sol lutos; 7, sol nisipos; 8, media valorilor suprapusă cu traseul profilului.

de suprafață diferite. Metodica de lucru adoptată acceptă erori și respectiv abateri standard relative mai mici decit: 100 m pentru amplasarea în plan a punctelor de măsură; $\pm 2\%$ pentru valorile măsurate pe același profil; $\pm 20\%$ pentru valorile măsurate pe profile diferite.

Pe baza rezultatelor, s-au studiat relațiile dintre imaginea cîmpului intensității radiatiei gama și:

- Pedologia, morfologia și geologia de suprafață;
- Situația geologică din adîncime;
- Zăcămîntul de hidrocarburi.

a) S-au înregistrat anomalii „perturbante” de minimum radiometric în zonele cu sol umed, zonele erodate și (fig. 1) în majoritatea cazurilor de trecere de la soluri argiloase la soluri formate pe nisipuri sau pietrișuri.

b) S-au întîlnit două cauzuri de neconcordanță între proiecția pe verticală a limitelor zăcămîntului și limitele anomaliei radiometrice de minimum, care se pot explica dacă se admite influența tectonicii zăcămîntului asupra direcției de migrare a hidrocarburilor (fig. 2).

c) S-au cercetat șase zăcăminte cu conținut de țieți dintre care, cinci (Boldești, Florești-Băicoi-Țintea, Podenii Vechi, Șuța Seacă și Ticleni) se reflectă prin anomalii evidente de minimum radiometric (fig. 1, 3). Celelalte trei zăcăminte cercetate (Bazna, Copșa Mică, Saroș), care conțin numai rezerve de gaze uscate, nu s-au reflectat prin anomalii de minimum radiometric.

Tabelul conține rezultatele unui studiu cantitativ al valorilor înregistrate. Se prezintă date caracteristice pentru imaginea cîmpului gama, în comparație cu o mărime reprezentativă pentru conținutul de hidrocarburi din zăcămînt.

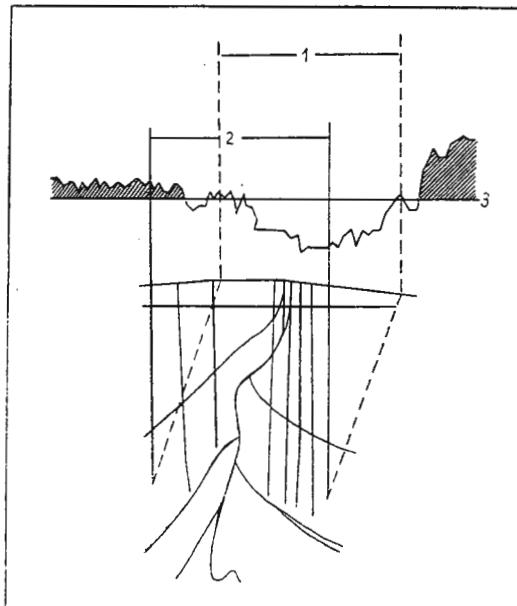


Fig. 2. — Zăcămîntul Florești-Băicoi-Țintea. Suprapunerea profilului radiometric cu secțiunea geologică.

1, proiecția limitelor zonei productive după directii paralele cu diapirul;

2, proiecția limitelor zonei productive pe verticală;

3, media valorilor profilului radiometric.

Tabel

Zăcămîntul	D	Ap $\mu r/h$	A _{tot} $\mu r/h$	Gs-țiței	Gs-gaze
I	95	-1,55	144,	100	14
II	90	-0,95	1,00	62	12
III	90	-0,89	1,10	47	7
IV	87	-0,79	0,84	14	1
V	(81) 30	(-1,14) 0,44	1,04	19	6
VI	43	0,12	0,96	46	7
VII	60	-0,14	0,42	-	17
VIII	32	0,21	0,74	-	8
IX	25	0,39	0,76	-	19

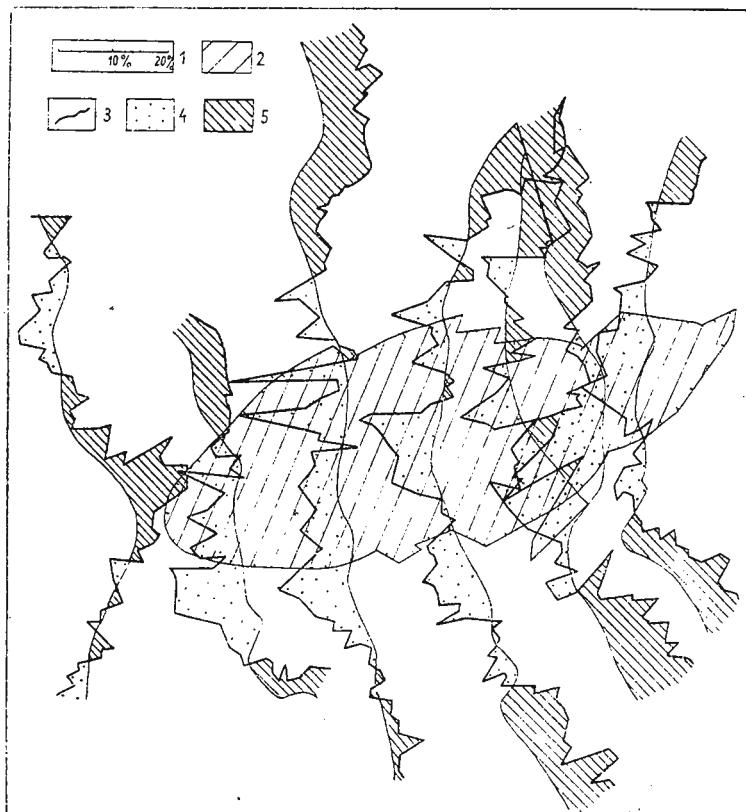


Fig. 3.—Zăcămîntul Ticleni. Suprapunerea rezultatelor radiometrice cu conturul zonei productive.
1, scara reprezentării rezultatelor radiometrice în procente din valoarea fondului γ mediu; 2, zona cu hidrocarburi; 3, media valorilor suprapusă pe traseul profilului; 4, minim radiometric; 5, maxim radiometric.

Mărimile prezentate în tabel au următoarele semnificații :

D, distribuția anomalilor de minimum radiometric relativ în perimetru rezultat din proiecția pe verticală a limitelor inițiale a zonei productive.

$$D = \frac{Smp}{Sap} \cdot 100$$

Smp, suprafața minimelor radiometrice din perimetru corespunzător zonei productive ;

Sap, suprafața totală a anomalilor radiometrice din perimetru corespunzător zonei productive.

Conform acestei definiții, $50 < D < 100$ corespunde unei concentrări a minimelor în perimetru corespunzător zonei productive.

Ap, amplitudinea medie a anomaliei radiometrice din perimetru corespunzător zonei productive.

$$Ap = \sum_{i=1}^{i=m} a_i / m$$

a_i , abaterea valorii înregistrate de la valoarea medie a profilului.
 m , numărul de stații din perimetru corespunzător zonei productive.

Conform acestei definiții $Ap < 0$ corespunde unei concentrări a minimelor în perimetru corespunzător zonei productive.

A_{tot} — amplitudinea medie a variațiilor cîmpului gama în zona acoperită prin măsurători radiometrice.

$$A_{tot} = \sum_{i=1}^{i=n} |a_i| / n$$

n , numărul total de stații radiometrice măsurate în regiunea zăcămîntului.

Gs — greutatea superficială de hidrocarburi

$$Gs = R/S$$

R, rezerva geologică inițială.

S, suprafața inițială a zonei productive.

Valorile D și Ap au rezultat din prelucrarea datelor primare, fără a fi ameliorate prin eliminarea anomalilor interpretate ca „false” și fără a ține seama de abaterile migrației hidrocarburilor de la direcția verticală. Numai în cazul zăcămîntului V, s-au trecut în paranteză valorile calculate pentru perimetru rezultat din proiecția la suprafață a zonei productive după suprafetele paralele cu falia longitudinală, care limitează zăcămîntul.



Greutățile superficiale de hidrocarburi sunt exprimate în valori relative. Țările și gazele sunt comparate după aproximarea obișnuită la exprimarea rezervelor în hidrocarburi echivalente (1 tonă țără — 10^3 mc gaze).

Concluzii. Anomalii radiometrice înregistrate la suprafața zăcămintelor de țără corespund ca formă și amplitudine cu cele înregistrate cu ocazia altor lucrări de același gen (1, 2, 3).

Rezultatele neconcludente înregistrate la suprafața zăcămintelor de gaze uscate se explică, probabil, prin acoperirea efectului anomal mult mai slab (3) al acestui tip de zăcăminte de către influența factorilor perturbańi de suprafață.

Pentru prospectarea directă a hidrocarburilor trebuie aplicat întregul complex de metode radiometrice, radiogeochimice și chimice (2, 3) care servește la descoperirea anomalilor geochimice produse de zăcămintele de hidrocarburi.

BIBLIOGRAFIE

1. Alexeev F. A. Iadernaia Geofizika. Gostoptehizdat. Moscova 1959.
2. Alexeev F. A. Iadernaia Gheofizica. Gostoptehizdat. Moscova, 1960.
3. Alexeev F. A. Iadernaia Gheofizica. Gostoptehizdat. Moscova 1962.

RECHERCHES POUR LA DÉTERMINATION DES POSSIBILITÉS D'APPLICATION DE LA RADIOMÉTRIE DANS LA PROSPECTION DIRECTE DES HYDROCARBURES

PAR

E. GOHN, E. BRĂTĂȘANU

(Résumé)

Le travail comprend les résultats obtenus dans les prospections radiométriques expérimentales effectuées à la surface des neuf gisements connus de Roumanie. L'étude comparative des résultats des mesures indique l'existence de certaines relations directes entre l'aspect du champ de l'intensité de la radiation gamma et la teneur du pétrole en gisement, pour les gisements de la dépression externe des Carpates ; pour les gisements des gaz de la dépression interne, les résultats sont défavorables.



UNELE CONTRIBUȚII ALE PROSPECTIUNII SEISMICE LA DESCIFRAREA RAPORTURILOR TECTONICE ALE DE- PRESIUNII PRECARPATICE CU UNITĂȚILE DIN VORLAND

DE

D. PAICU, O. DICEA, V. VARODIN, M. MARINESCU

ABSTRACT

Contributions of the Seismic Prospection to the Explanation of Tectonical Relations between Precarpatic Depression and Foreland Units. Some characteristic seismic sections illustrating the structural relations between different sectors of the pre-carpathian depression and the external units are given. The data show the effective possibilities of seismometry to locate more or less ample tectonical accidents, stratigraphical unconformities and overthrusts. Several methodical difficulties met with and the solutions adopted under the seismogeological conditions of the Rumania are given.

În ultimii 15 ani în România s-a acordat o atenție deosebită dezvoltării lucrărilor de prospecțiuni seismice. Ritmul acestei dezvoltări este exprimat de faptul că în perioada 1948—1960 numărul stațiilor seismice în lucru s-a dublat aproximativ din 3 în 3 ani, urmând ca în 1964 acest număr să fie aproape de 10 ori mai mare decât în 1951. Îmbogățirea metodologiei, care cuprinde în prezent cinci metodici de lucru principale față de una în 1948, reflectă de asemenea dezvoltarea seismometriei în condițiile seismogeologice și morfologice variate ale teritoriului României.

Unitățile geologice de interes pentru hidrocarburi au fost acoperite cu o rețea de profile de semidetalii și parțial de detaliu, rezultatele obținute



Institutul Geologic al României

nute contribuind la formarea unei imagini tectonice de ansamblu, la stabilirea relațiilor dintre diferitele unități majore, la precizarea extinderii unor structuri cunoscute și la descoperirea unor noi elemente structurale.

Prezenta lucrare se referă doar la principalele rezultate ale prospecțiunii seismice privind stabilirea raporturilor tectonice ale Depresiunii precarpatice cu cele două platforme din față, Platforma moldovenească spre est și Platforma moesică spre sud.

Existența în cele două platforme a unor reflecții caracteristice aparținând limitelor cu diferențe mari de impedanțe acustice a contribuit în cea mai mare măsură la rezolvarea cu succes a problemei geologice puse. Acolo unde orizonturile caracteristice au fost urmărite, s-a putut preciza extinderea formațiunilor de platformă, respectiv contactul lor cu cele de depresiune. În sectoarele în care nu s-au putut urmări orizonturi caracteristice, trecerea de la depresiune la platformă s-a apreciat numai în funcție de stilul tectonic.

În ambele cazuri însă, posibilitatea stabilirii faliilor sau a zonelor faliate, în special pe baza apariției undelor difractate, a constituit elementul hotărîtor în urmărirea unor aliniamente tectonice majore marcând trecerea de la o unitate geologică la alta.

În aplicarea prospecțiunii seismice în România atât caracteristicile stratigrafice, litologice și tectonice cât și cele morfologice au imprimat, fiecare în parte, aspecte particulare metodicii de teren și de interpretare adaptate.

Coloanele stratigrafice, cunoscute din datele de suprafață și de foraj, sunt constituite din formațiuni ce aparțin în Depresiunea precarpatică Neozoicului și Mezozoicului, iar în cele două platforme atât Neozoicului și Mezozoicului cât și Paleozoicului. În cîteva puncte ale celor două platforme a fost întîlnit și fundamentul cristalin la adîncimi de 600 m în partea NE a Platformei moldovenești și de 3100 m în partea centrală a Platformei moesice, fapt ce face posibilă urmărirea lui prin metoda obișnuită de corelare a undelor refractate. Succesiunea normală a formațiunilor nu este respectată însă în două situații și anume; în cazul încălcărilor de amploare mai mare sau mai mică din depresiune și în cazul lacunelor stratigrafice la diferite nivele. În acest fel apelul făcut la datele de foraj, în vederea unei interpretări corecte este mai mare decât în mod obișnuit.

Litologic, formațiunile neozoice din cele trei unități geologice aparțin întregii game de roci terigene cu intercalații, la diferite nivele, a rocilor de precipitație chimică.



În numeroase sectoare dispuse în lungul întregii depresiuni se cu-noaște prezența sării, fie sub forma unui diapirism incipient, profund, fie sub forma unui diapirism avansat, superficial. În Platforma moldovenească s-au urmărit un orizont continuu de anhidrite tortoniene în jumătatea vestică și unul de calcare sarmațiene de asemenei continuu, în jumătatea estică. Pachete de calcare sarmațiene apar și în unele sectoare ale Platformei moesice. Formațiunile mezozoice și paleozoice sunt reprezentate printr-o succesiune de roci terigene și carbonatace. Seriile carbonatace au grosimi variind între 200 și 1000 m. Viteza lor de strat fiind de 4500—5500 m/sec., rezultă o diferență mare de impedanțe acustice față de seriile terigene cu viteze ce nu depășesc 3500 m/sec. În felul acesta este favorizată apariția unor reflecții caracteristice care, după cum s-a mai spus, ușurează mult interpretarea datelor. În unele situații însă suprafața seriei carbonatace se comportă ca pseudoecran, făcînd imposibilă înregistrarea distinctă a reflecțiilor.

Numerouse schimbări de facies, conducînd la trecerea de pe un orizont pe altul a limitelor seismice, în special în Platforma moesică și moldovenească, fac ca apartenența stratigrafică a acestor limite să nu poată fi apreciată cu suficientă precizie, în anumite zone, decît prin utilizarea unor date de foraj suficiente ca număr.

Tectonica majoră a celor trei unități este dominată de cîteva aspecte caracteristice; în sectorul Depresiunii precarpatici limitrof Carpaților orientali, încălecări specifice zonei de fliș, mergînd pînă la șariaje și avansarea peste depozitele de platformă a celor din depresiune, cu complicații corespunzătoare prezenței sării, iar în sectorul limitrof Carpaților meridionali o succesiune de aliniamente anticlinale aproape paralele lanțului muntos; în Platforma moesică, ridicări majore corespunzînd unor cordiliere ale fundamentului și zonele de scufundare respective, cu o tectonică de detaliu în blocuri la care se adaugă relieful de eroziune uneori extrem de accidentat al suprafeței cretacice; în Platforma moldovenească cădere monotonă spre sud-vest cu accentuarea scufundării spre depresiune prin prezența unor linii de fractură de amplitudini variabile.

Sub aspectul condițiilor superficiale se menționează relieful extrem de accidentat în Depresiunea precarpatică și Platforma moldovenească, existența depozitelor groase de loess la suprafață în Platforma moesică care îngreunează receptia și generarea și în sfîrșit o serie de alți factori care concură la complicarea tabloului de unde cu un fond parazitar neregulat și adeseori cu unde perturbante regulate.

Datorită tuturor acestor condiții seismogeologice metodica aplicată este adaptată situațiilor întîlnite, astfel: profilarea continuă a undelor



reflectate în depresiune și platforme, corelarea continuă a undelor refractate în platforme, seismosondaje centrale în partea vestică a depresiunii și seismosondaje spațiale de masă în restul ei și diverse sisteme interferențiale ca recepția direcționată reglabilă în depresiune și grupări de geofoni și explozii în platforme. Importantele variații pe verticală și pe orizontală ale vitezelor de propagare, impun stabilirea amănunțită a legilor de viteză și întocmirea hărților de viteză în care scop se depune o activitate lăborioasă.

Din studierea profilelor seismice care trec din platforme în depresiune, dintre care unele executate în funcție de condițiile morfologice și tectonice atât prin profilare continuă cît și prin seismosondaje, rezultă că pot fi urmărite din aproape în aproape o serie de fracturi în lungul unor aliniamente ce urmăresc în general lanțul carpatic (anexa A).

După aceste aliniamente, atât depozitele Platformei moldovenești cît și cele ale Platformei moesice cad treptat spre Depresiunea precarpatică.

În ceea ce privește regiunea dintre cele două platforme, în ea sînt individualizate alte două unități geologice : depresiunea Bîrladului spre nord și promontoriul nord dobrogean spre sud.

Falia traversată de secțiunea III cu orientare NW—SE, indică atât trecerea de la Platforma moldovenească la depresiunea Bîrladului, cît și faptul că aceasta din urmă trebuie considerată ca o ramificație a Depresiunii precarpaticice, după cum rezultă și din datele gravimetricice.

Precizarea relațiilor dintre promontoriul nord dobrogean și celelalte unități limitrofe lui, se reduce în schimb doar la stabilirea unei linii de prag (secțiunea IV-pl., III) pînă la care venind dinspre est, adîncimea de investigare este redusă pînă la — 1000 m, indicînd prezența promontoriului și de la care, spre vest, adîncimea de investigare crește la 4000—5000 m.

Amplitudinea faliilor de pe cele două platforme crește de la cîteva zeci de metri la cîteva sute de metri pe măsura apropierii de depresiune (secțiunile I, II, (pl. II), și VI VII (pl. V).

Căderea depozitelor de platformă spre depresiune crește de asemenea în general în același sens, de la inclinări mai mici de 5° pînă la inclinări în jur de 10° , în special pentru Platforma moesică (secțiunile VII-pl. V și VIII-pl. VI).

Este de reținut faptul că în acest fel s-ar putea vorbi în cadrul Platformei moesice de o zonă de trecere spre Depresiunea precarpatică, căderea mai pronunțată din partea nordică fiind accentuată în sectorul central al platformei prin existența unei ridicări majore (secțiunile VIII- pl. VI și IX-pl. VII) și abia sesizabilă în extremitatea vestică (secțiunea X-pl. VIII).

O caracteristică generală a secțiunilor seismice ce traversează din platforme în depresiune o mai constituie și bogăția lor relativă. Pe platforma propriu-zisă sub orizontul caracteristic orizonturile reflectatoare sunt în general sporadice datorită rolului de ecran al anhidritului tortonian în Platforma moldovenească și calcarelor cretacice în Platforma moesică. Spre depresiune, deasupra orizontului caracteristic desimea orizonturilor reflectatoare este remarcabilă datorită îngroșării Terțiarului. În depresiune, numărul orizonturilor reflectatoare este în funcție de metodica utilizată, seismosondajele îndesindu-le și mărind adâncimea de investigație care totuși rămîne în general mai mică decât în platformă, datorită tectonicii complicate și adeseori condițiilor mai dificile de generare și recepție.

Scufundarea maximă a depozitelor de platformă precum și contactul lor cu cele de depresiune se pot stabili cu certitudine urmărind extinderea celor două orizonturi caracteristice aparținând anhidritului tortonian în Platforma moldovenească, și calcarelor cretacice în Platforma moesică. Pe secțiunile I, II (pl. II) și III (pl. III) primul orizont este urmărit spre vest pînă la adâncimi de -1800 m, -4000 m și -3600 m, iar pe secțiunile VII și VI (pl. V) spre nord pînă la adâncimi de -5500 m și -8500 m.

Pe baza acestor date și ținînd seama și de căderile continui spre sud-vest din secțiunea IV, se poate considera confirmată îngroșarea maximă a sedimentarului din zona de curbură a Carpaților, indicată și de gravimetrie, aducîndu-se în plus precizarea că cel puțin primii 8500 m din sedimentar aparțin numai Terțiarului.

În ceea ce privește trecerea propriu-zisă de la platforme la depresiune ea este diferită de la o zonă la alta, în funcție de intensitatea solicitărilor tectonice suferite de depozitele depresiunii.

Astfel, secțiunea I pune în evidență, imediat după dispariția orizontului caracteristic, o zonă cu limite puternic deranjate, corespunzătoare cutelor îngrămadite ale Miocenului depresiunii după care urmează o cădere continuă, cu 20° spre vest a formațiunilor de fliș.

Pe secțiunea II apare o revîrsare de cel puțin 6 km a depozitelor Miocenului de depresiune peste Miocenul de platformă, evidentă prin discordanța limitelor de pînă la 2–3000 m față de orizontul caracteristic tortonian care le suportă. Dispariția orizontului caracteristic coincide aproximativ cu axul unui sinclinal relativ larg față de cutele strînse și răsturnate, ce se succed spre vest. Acest sinclinal reprezintă ecoul mișcărilor tectonice scăzînd în intensitate spre est.

Secțiunea III (pl. III) pune în evidență coborîrea bruscă spre vest prin intermediul unei falii, cu o săritură de 700 m, Sarmațianul îngroșîndu-se

corespunzător, iar orizontul caracteristic nemaifiind urmărit. În zona respectivă se dezvoltă o depresiune umplută cu sedimente pliocene, flancul ei vestic fiind faliat și deversat spre est. Urmează spre vest structura în cute-solzi specifică zonei miocene și flișului.

În secțiunile VI și VII (pl. V) după ultima falie ce afectează orizontul caracteristic la adâncimi de —7500 m și —6500 m, regimul liniștit de platformă se menține spre nord chiar și după dispariția orizontului caracteristic pînă în axul unui sinclinal cu flancul nordic abrupt și faliat, constituind trecerea la regimul puternic cutat de depresiune care începe astfel cu o cută-falie cu flancul nordic încălecat peste cel sudic. Adâncimea de investigație scade și ea în axul acestei cute la —1500 m pentru a crește apoi în restul depresiunii, menținîndu-se în jur de —3000 m.

Pe secțiunile VIII, (pl. VI), IX și X (pl. VII) luarea de contact a depozitelor de depresiune cu cele de platformă nu mai poate fi raportată la orizontul caracteristic care marca în mod cert avansarea platformei, acesta nemaifiind înregistrat. Dispariția orizontului caracteristic se datorește pe secțiunile IX și X (pl. VII), reliefului de eroziune puternic al suprafeței calcarelor cretacice în timp ce pe secțiunea VIII (pl. VI) acest orizont, deși prezent în jumătatea sudică nu mai poate fi urmărit spre nord, odată cu accentuarea căderii limitelor, din cauza efilării unor formațiuni ce generează de asemenea reflecții puternice.

Delimitarea celor două unități geologice este totuși posibilă deoarece pe secțiunile seismice se mențin zonele faliate în continuarea aliniamentelor prezентate. Existenza aceleiași falii majore permite trasarea limitei dintre regimul liniștit de platformă și cel agitat de depresiune. La sud de falie limitele reflectatoare sunt numeroase, căzînd monoton pînă la —6000 m adâncime, iar la nord de ea limitele reflectatoare sub 1500 m sunt sporadice pe profilele de corelare continuă, cu discordanțe puternice și numeroase falii. Pentru obținerea unei imagini mai concluzive în astfel de zone s-au aplicat seismosondaje spațiale de masă obținîndu-se o îmbogățire evidentă a limitelor reflectoare pînă la —5000 m (secțiunea VIII bis-pl. VI).

Din cele expuse reiese că trecerea de la platforme la depresiune se face prin intermediul unor falii uneori în trepte, alteori inverse, depozitele depresiunii avansînd uneori peste cele ale platformei. Profilele seismice executate longitudinal pe zona de trecere au demonstrat că în afară de falile longitudinale există și falii transversale, fapt care contribuie la dezvoltarea unei structuri în blocuri (secțiunea V-pl. IV).

SCHITA

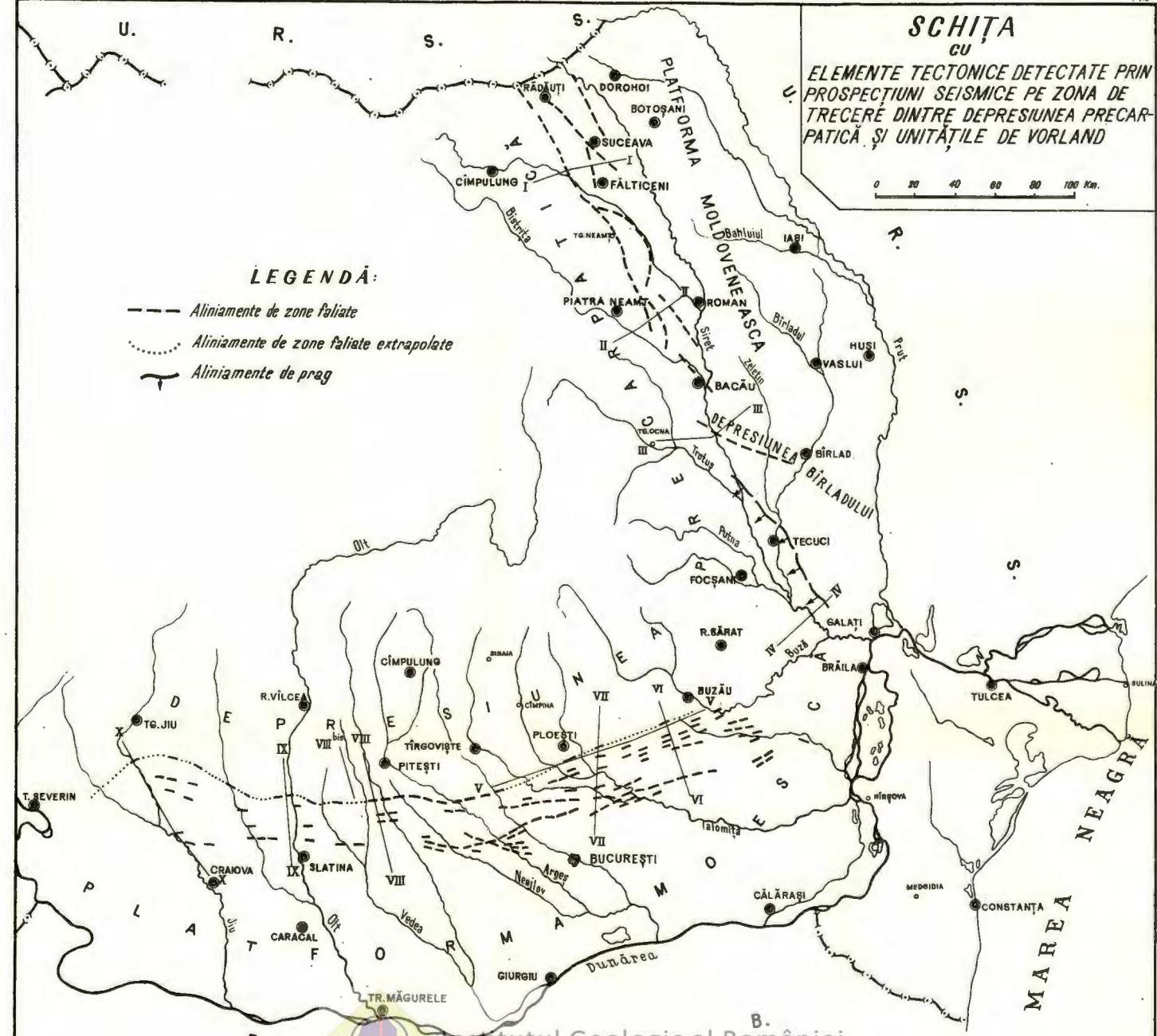
cu

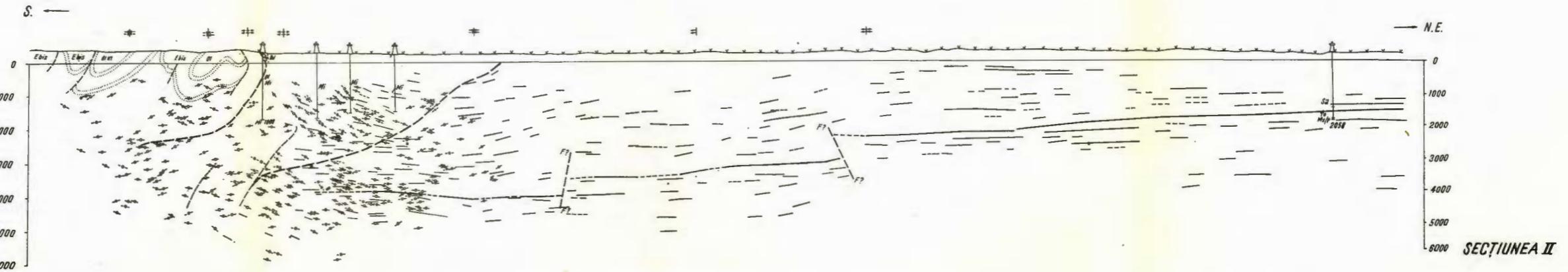
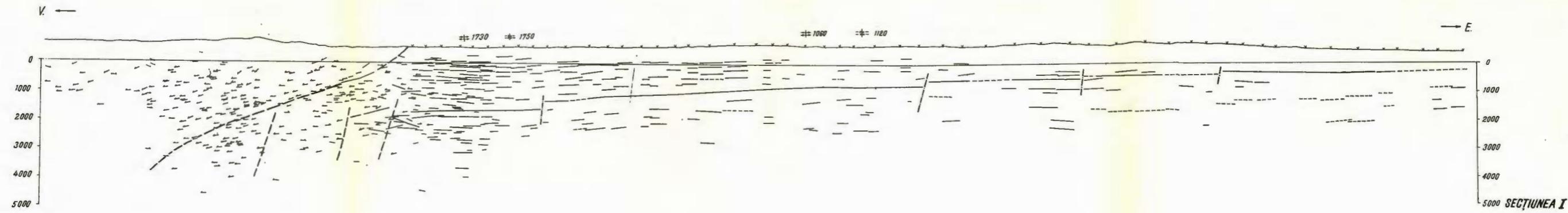
ELEMENTE TECTONICE DETECTATE PRIN
PROSPECTIUNI SEISMICE PE ZONA DE
TRECERE DINTRE DEPRESIUNEA PRECAR-
PATICĂ și UNITĂȚILE DE VORLAND

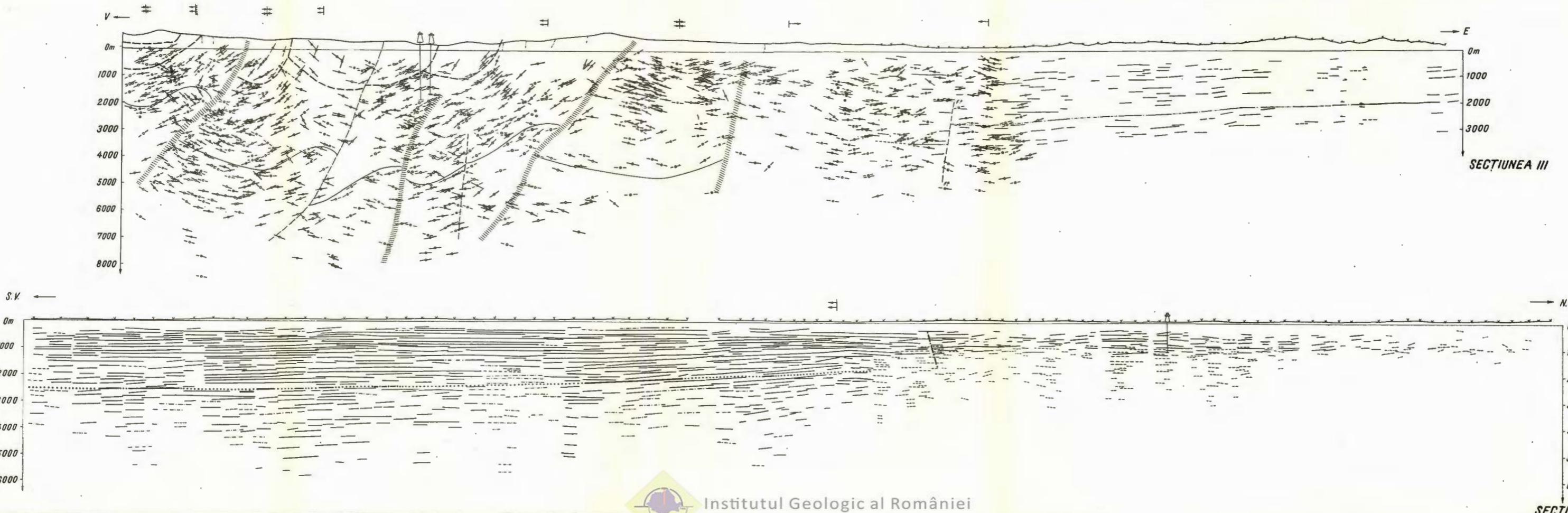
0 20 40 60 80 100 Km.

LEGENDĂ:

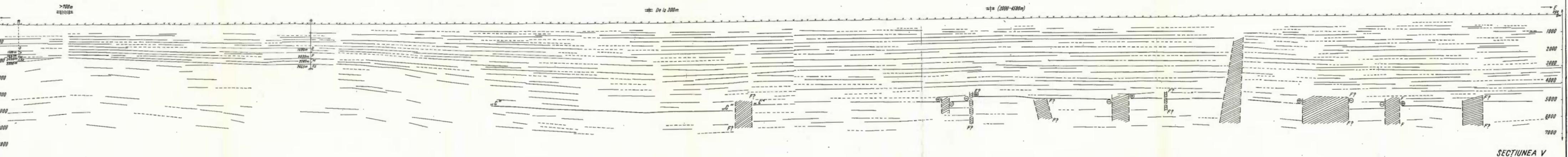
- Aliniamente de zone făciate
- Aliniamente de zone făciate extrapolate
- Aliniamente de prag



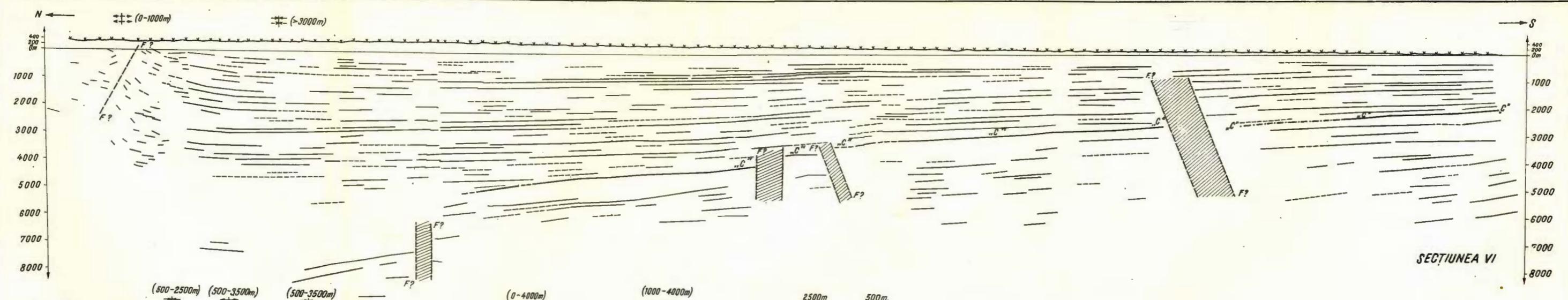




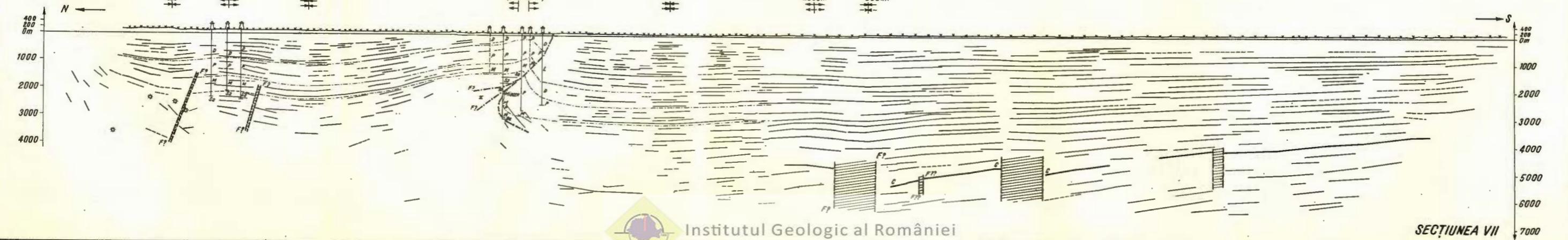
Institutul Geologic al României



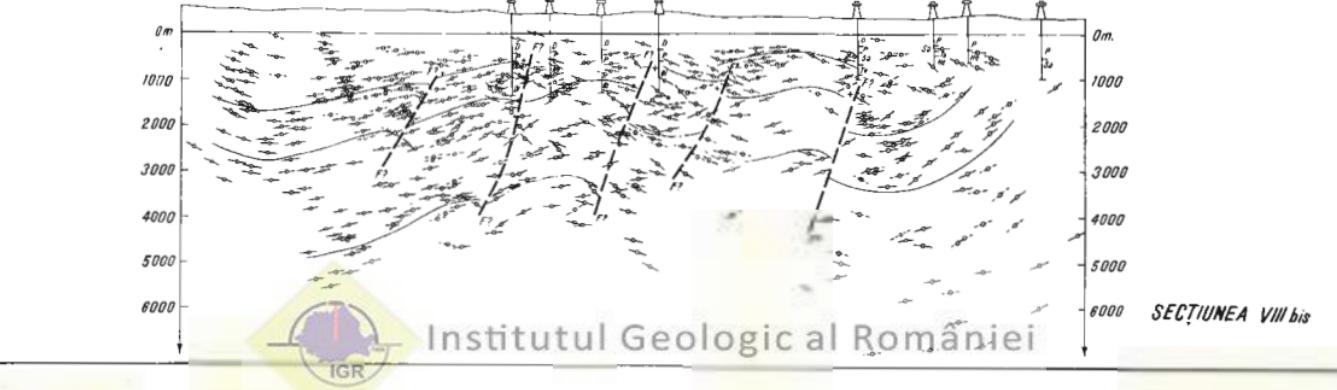
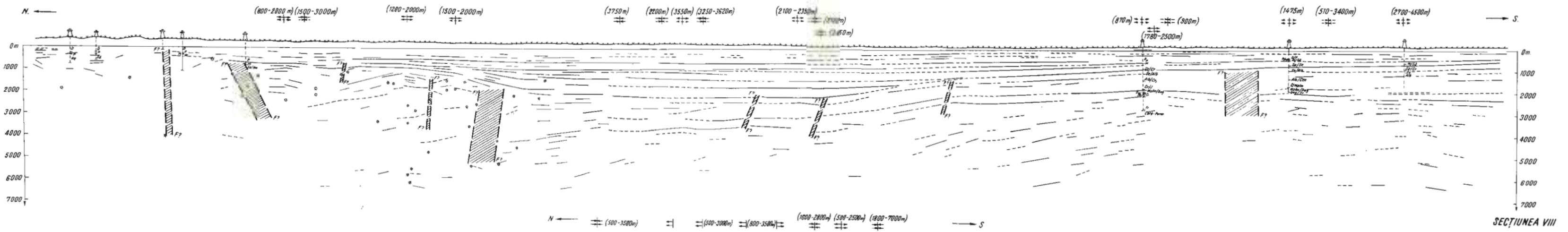
Institutul Geologic al României

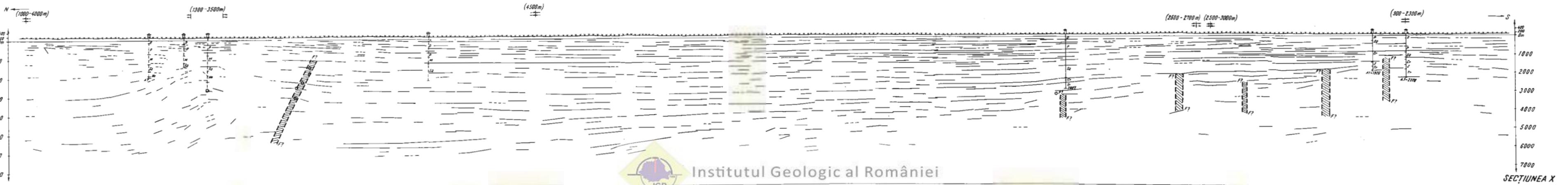
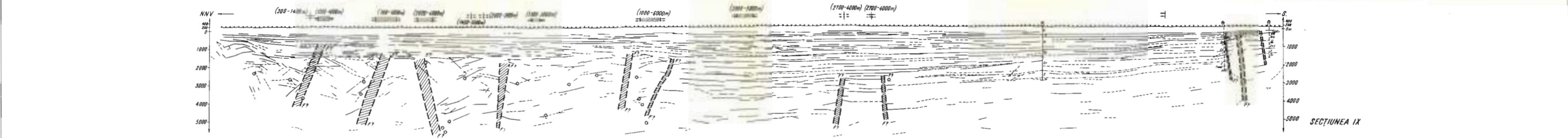


SECTIUNEA VI



SECTIUNEA VII





Institutul Geologic al României

BIBLIOGRAFIE

1. Mrazec L. W. Teisseyre Aperçu géologique sur les formations salifères. *Moniteur du Pétrole*. Bucarest, 1902.
2. Mrazec L. Popescu-Voitești. I. Contribuțiuni la cunoașterea pînzelor flișului carpatic în România. *An. Inst. Geol. Rom.* V (1911). București, 1914.
3. Pătruț I., Popescu M., Teodorescu C., Molnar M. Contribuții la cunoașterea geologică Platformei Moesice. Stratigrafie. *Rev. Petrol și Gaze* nr. 11. noiembrie 1961.

CONTRIBUTIONS DE LA PROSPECTION SISMIQUE AU DÉCHIFFREMENT DES RAPPORTS TECTONIQUES ENTRE LA DÉPRESSION PRÉCARPATIQUE ET LES UNITÉS DE L'AVANT-PAYS

PAR

D. PAICU, O. DICEA, V. VARODIN, M. MARINESCU

(Résumé)

Les auteurs présentent des sections sismiques caractéristiques illustrant les rapports structuraux entre les divers secteurs de la dépression précarpatique et les unités de l'avant-pays.

Les données reflètent les possibilités effectives de la séismométrie de localiser les accidents tectoniques plus ou moins amples, les discordances stratigraphiques et les chevauchements.

Ont été mises en évidence autant les difficultés méthodiques surgies au cours des travaux que les solutions adoptées dans les conditions séismogéologiques de la Roumanie. L'analyse succincte des caractéristiques stratigraphiques, lithologiques, tectoniques et morphologiques des unités géologiques étudiées, montre la manière dont les méthodes de travail ont été adaptées aux différentes situations. En ce sens sont présentées cinq méthodes de travail. Le matériel graphique illustre le plongement graduel des dépôts de la Plateforme Moesienne et de la Plateforme Moldave vers la Dépression Précarpatique, le long des alignements d'extension régionale.





Institutul Geologic al României

APARAT DE MĂSURĂ CU TRANZISTOARE – A RAPORTU- LUI ΔV/I PENTRU DETERMINAREA REZISTIVITĂȚII APARENTE ÎN C.C.

DE

MIRCEA M. PAUCĂ

ABSTRACT

Apparatus with Transistors for the Measurement of the $\Delta V/I$ ratio when Determining the Apparent Resistivity in Direct Current. The author gives the description of the substitution of a mechanical vibrator by transistors in the apparatus for the measurement of the $\Delta V/I$ ratio, previously constructed by the author for the determination of the apparent resistivity in direct current. The principle scheme and the elimination of errors — due both to temperature variations and supply tension — are discussed. In conclusion, the improvements resulting from the introduction of transistors into the new apparatus are shown.

Utilizarea tranzistoarelor în aparatajul electronic, permite mărirea siguranței de funcționare și a robusteței acestuia, concomitent cu reducerea volumului, a greutății și consumului de energie electrică. Aceste calități sunt esențiale într-o aparatură de măsură portabilă, de aceea utilizarea tranzistoarelor în aparatajul geofizic se impune, ori de câte ori este posibilă.

În prezenta comunicare descriem introducerea tranzistoarelor în „aparatul de măsură a raportului $\Delta V/I$ pentru determinarea rezistivității aparente în curent continuu” (1). Aparatul servește la determinarea unicei mărimi de care depinde rezistivitatea aparentă a solului dată de formula :

$$\rho_a = K \frac{\Delta V}{I}$$



și înlocuiește cele două măsurători separate ce se fac în metoda clasică : măsurarea diferenței de potențial ΔV și a curentului I ce a provocat-o. Măsurarea directă a raportului $\Delta V/I$ are avantajul de a elimina erorile datorită variației curentului I în intervalul între cele două măsurători succesive, reduce timpul necesar determinării rezistivității și micșorează astfel consumul de curent.

Principiul aparatului se bazează pe compararea diferenței de potențial ΔV din linia MN cu o tensiune U proporțională cu curentul I din

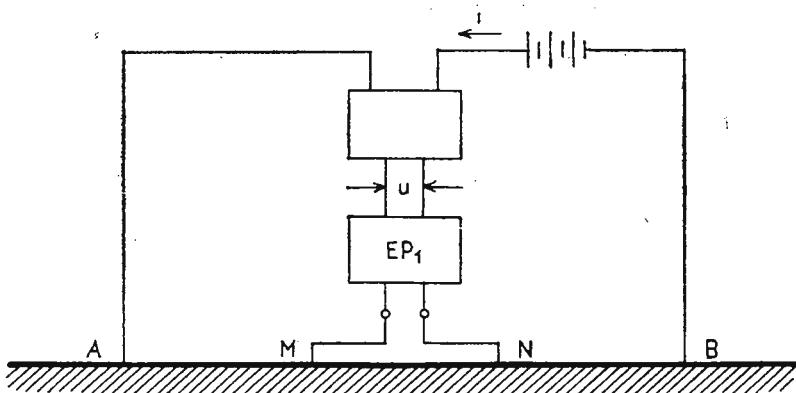


Fig. 1. — Conectarea aparatului la potențiometrul EP1 și la dispozitivul AMNB.
Connexion de l'appareil au potentiomètre EP1 et au dispositif AMNB.

linia AB, fără a face legătură galvanică între aceste două circuite, ceea ce ar face imposibilă măsurătoarea (fig. 1). Pentru aceasta, tensiunea continuă U este transferată din circuitul AB în circuitul MN cu ajutorul unui transformator. La intrarea în transformator tensiunea U este întreruptă de un vibrator mecanic pentru a putea fi transformată în curent pulsat, iar la ieșirea din transformator este redresată.

Întrebuințarea unui vibrator mecanic în acest aparat de măsură, determină o oarecare nestabilitate de funcționare, necesită un reglaj periodic dificil de executat și duce la un consum ridicat de curent electric pentru excitarea vibratorului. O îmbunătățire esențială se poate realiza prin înlocuirea vibratorului mecanic cu un comutator electronic cu tranzistori (fig. 2).

Comutatorul electronic se compune din două etaje : un etaj de comandă și un etaj de comutare, ambele simetrice, lucrînd cu cîte două tranzistoare.

Etajul de comandă este un multivibrator cu două tranzistoare de tip π 1A ce dă oscilații de formă dreptunghiulară. Frecvența și forma de undă a multivibratorului sunt reglabilă din rezistențele R montate pe bazele

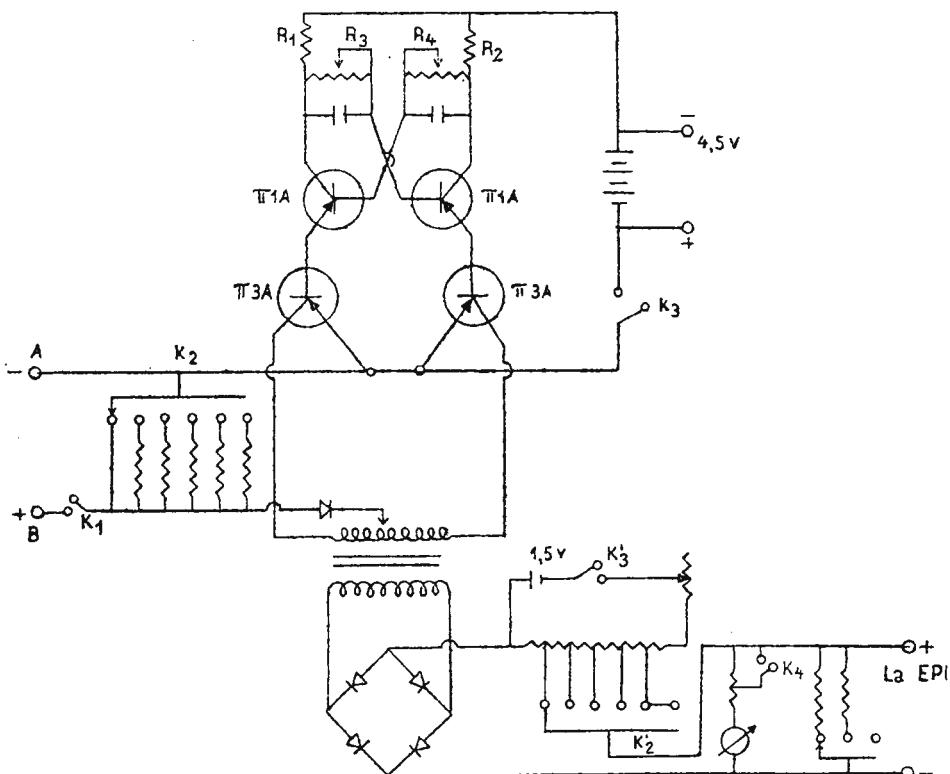


Fig. 2. — Schema electrică de principiu a aparatului.

Schème électrique de principe de l'appareil.

tranzistoarelor, ceea ce permite stabilirea regimului optim de lucru al transformatorului. Într-adevăr, domeniul de tensiune în care transformatorul poate fi făcut să lucreze linear, se poate modifica variind frecvența : la creșterea frecvenței zona lineară se deplasează către tensiunile mari. În modelul realizat, s-a ales o frecvență de circa 40 Hz.

Etajul de comandă este cuplat galvanic cu etajul de comutare, realizat cu două tranzistoare de tip π 3A, ceea ce permite lucrul la frecvențe oricără de joase. Etajul de comutare lucrează în schema cu emitor comun și intră în saturare la curenți de bază de 6 mA pentru curenți de colectori de circa 50 mA. În această situație, căderea de tensiune în inter-

valul emitor-colector este foarte mică (sub 0,1 v) și constantă și deci nu modifică curentul în transformator.

La intrarea în transformator a fost conectată o diodă de protecție ce blochează această intrare în cazul conectării inverse a polarității liniei AB ce ar duce la o eventuală defectare a tranzistoarelor.

O problemă căreia i s-a dat o mare importanță, este stabilitatea de funcționare a aparatului. Erorile ce intervin pot fi grupate în erori sistematice, datorită variației factorilor externi cunoscuți, ca de ex. : variația temperaturii sau a tensiunii de alimentare și erori întâmplătoare.

Introducerea comutatorului cu tranzistoare a permis înlăturarea totală a celei mai mari surse de erori a vechiului aparat și anume, variația întâmplătoare a rezistențelor de contact ale vibratorului. Cu toate precauțiunile luate, aceste erori erau relativ mari la vechiul aparat, ceea ce dădea naștere la o derivă mare și limita clasa de precizie. În locul contactelor ce se puteau oxida, întreruperea se face prin blocarea și deblocarea tranzistoarelor din etajul de comutare, a căror rezistență de trecere este constantă.

Erorile sistematice datorită temperaturii, de care suferă în general aparatelor cu tranzistoare, nu apar în cazul etajului de comutare. Întradevăr, în semiperioada de conducție, punctul de funcționare al tranzistorului se află pe porțiunea lineară ascendentă a caracteristicii de colector, ce este foarte puțin modificată de variația temperaturii. Aceste variații foarte mici sunt complet neglijabile, întrucât rezistența de trecere a tranzistorului reprezintă o foarte mică parte din aceea a circuitului (circa 3%). În semiperioada de blocare, prin tranzistor curge numai curentul I_{co} , ce depinde de temperatură. Prin alegerea convenabilă a tranzistoarelor din acest etaj, se poate face ca I_{co} să fie neglijabil față de curentul de conducție I_{csat} ($\frac{I_{co}}{I_{csat}} = 0,001$) și astfel se elimină erorile datorită temperaturii și în această semiperioadă.

În etajul de comandă este necesară păstrarea formei și frecvenței oscilațiilor, cind temperatura și deci parametrii tranzistorului variază. Aceasta se realizează cu ajutorul unui montaj simetric, cu tranzistoarele alese în așa fel încât caracteristicile să fie identice și să aibă aceeași modificare în funcție de temperatură. Pentru ca tranzistoarele din etajul de comandă să aibă o temperatură identică, au fost închise într-o cutie cu pereți groși de cupru ce are rolul de a uniformiza temperatura. Variația temperaturii modifică în acest caz în aceeași măsură caracteristicile ambelor tranzistoare, iar multivibratorul nu-și schimbă forma oscilațiilor.



Frecvența multivibratorului, într-o bună aproximare, nu depinde decit de constantele R , C ale circuitului, care au o variație neglijabilă cu temperatura. (2). S-a verificat experimental că o variație de temperatură de la 0°C la 40°C nu produce erori mai mari de $3\text{--}4\%$ asupra frecvenței și formei oscilațiilor și nu dăunează cu nimic precizia aparatului.

O altă sursă de erori o poate constitui variația tensiunii de alimentare a multivibratorului. Alegerea corectă a punctului de funcționare a tranzistoarelor, în zona în care parametrii nu depind de tensiunea de alimentare, permite menținerea frecvenței și formei oscilațiilor constante în limite largi de variație a tensiunii de alimentare. Variația amplitudinei oscilațiilor ce apare în acest caz nu deranjează funcționarea etajului de comutare, întrucât acesta, peste un curent de bază $I_{b\max} = 6 \text{ mA}$ lucează saturat, blocând și deblocând complet tranzistoarele.

Problema variației tensiunii de alimentare nu este de fapt dificilă, datorită curentului mic consumat de oscilator, ce permite bateriei să-și păstreze tensiunea constantă, pentru sute de ore de funcționare. Din acest motiv nici nu a fost necesar să se prevadă un dispozitiv de control al tensiunii de alimentare.

În rest, aparatul a rămas asemănător cu modelul ce întrebuință un vibrator mecanic, având același sistem de linearizare a funcționării transformatorului (1).

Utilizarea tranzistoarelor în noul model de aparat, a făcut posibilă obținerea unor serii de îmbunătățiri :

1. Precizia aparatului a crescut, prin micșorarea în mare măsură a derivei aparatului, ce nu depășește 1% după o oră de funcționare.

2. Aparatul este mult mai robust și nu mai necesită reglaje dificile ale contactelor vibratorului. Datorită funcționării fără uzură a tranzistoarelor, durata de serviciu a aparatului este practic nelimitată.

3. Consumul de curent electric a scăzut mult. Alimentarea multivibratorului se face dintr-o baterie pătrată de lanternă (BUB-4,5) ce funcționează timp de 300 de ore. Pentru compensarea se utilizează un element tip C „Sport” de $1,5 \text{ v}$ ce funcționează 500 de ore.

4. Numărul scalelor de curent a fost redus de la 8 la 6, lărgind totodată domeniul de curenti de la $0,01\text{--}6 \text{ A}$ la aparatul vechi, la $0,006\text{--}6 \text{ A}$ la aparatul nou.

Aparatul a fost construit în Institutul de Petrol, Gaze și Geologie și utilizat pe teren în cadrul Întreprinderii „Prospecțiuni” a Comitetului Geologic, dovedindu-se superior modelului anterior.

BIBLIOGRAFIE

1. P a u c ā M. M. Appareil de mesure du rapport $\Delta V/I$ pour la détermination de la résistivité apparente en courant continu. (*Geofizica pura e applicata — Milano*) Vol. 39 (1958/I), pp. 102—108.
2. T ā n ā s e s c u T. Circuite cu tranzistoare. Editura Tehnică. 1961. Bucureşti.

APPAREIL À TRANSISTORS POUR LA MESURE DU RAPPORT
 $\Delta V/I$ DANS LA DÉTERMINATION DE LA RÉSISTIVITÉ APPA-
RENTE EN COURANT CONTINU

PAR

MIRCEA M. PAUCA

(Résumé)

Cet article décrit la substitution d'un vibrateur mécanique par des transistors dans l'appareil pour la mesure du rapport $\Delta V/I$ élaboré auparavant par l'auteur pour la détermination de la résistivité apparente en courant continu.

On présente le schéma de principe et le mode d'éliminer les erreurs dues à la variation de la température et à la tension d'alimentation.

La conclusion souligne les améliorations résultées de l'introduction des transistors dans le nouvel appareil.



CERCETĂRI GRAVIMETRICE ÎN REGIUNEA SOROŞTIN
— STRAJA — OCNIŞOARA — CETATEA DE BALTĂ
(SUD-VESTUL PODIŞULUI TÎRNavelor)

DE

SCARLAT STOENESCU

ABSTRACT

Gravimetric Researches in the Soroştin—Straja—Ocnişoara—Cetatea de Baltă Area (SW Tîrnave Plateau). The studies led to the determination of the general features of the basement relief and stressed the anomalies corresponding to some mass deficits which represent possibly gas-bearing thickenings and disturbances of the cover. Over the structures where the Sarmatian shows reliable gas manifestations, the gravimetric observations have shown minimum anomalies.

Informaţiile obţinute prin profilele de recunoaştere executate în regiunea de sud-vest a podişului Tîrnavelor, în campania de teren a anului 1951, au condus la concluzia necesităţii completării observaţiilor, gravimetrice în această zonă şi a continuării lor, în măsura posibilităţilor, la nord de Tîrnava Mare.

Noile observaţii gravimetrice s-au extins iniţial la vest de şoseaua Sibiu—Copşa Mică, între valea Tîrnavei Mari şi cea a Secaşului, pînă la o linie Păuca—Roşia de Secaş—Blaj; în partea a doua a lucrării, s-a trecut spre vest de această linie, pînă la confluenţa Tîrnavei cu Mureşul (limita apuseană fiind jalonată de localităţile Mihalţ, Henig, Berghin şi Vingard), şi s-au realizat, de asemenea, cîteva profile de recunoaştere între cele două Tîrnave, pînă la meridianul Cetăţii de Baltă, şi la nord de Tîrnava Mică, pînă la zona Ocnişoara.



Relații geografice. Aria ce a constituit obiectul observațiilor gravimetrice este situată în portiunea de sud-vest a depresiunii intermuntoase a Transilvaniei, cea mai importantă dintre zonele de scufundare și de aluvionare puternică de la interiorul Carpaților. Ea face parte, din punctul de vedere al unităților geografice, din subunitatea sudică a acestei mari depresiuni : podișul Tîrnavelor. Limitat la sud de depresiunile Sibiului și Făgărașului și intinzându-se pînă în valea superioară a Mureșului, către care înălțimile scad aproape continuu și care constituie limita lui cu aşa-zisa „Cîmpie”, podișul Tîrnavelor este un podiș relativ înalt, cu altitudinile cele mai mari, cca 700 m, înspre sud și cele mai mici, sub 500 m, către marginea lui apuseană. Acoperind sectorul sud-vestic al acestui podiș, măsurătorile noastre au mers pînă la contactul lui cu colinele Sebeșului, care se desfășoară în evantai la nordul munților Cibinului, și pînă în regiunea Albei Iului. În această din urmă zonă, podișul continuă spre vest, de-a lungul Mureșului, cu înfățișarea unei cîmпи, cunoscută sub numele, pe care i l-a dat E m m a n u e l d e M a r t o n n e, de „Cîmpia Mureșului”.

Regiunea de care ne ocupăm are o rețea hidrografică destul de săracă și care este, prin mijlocirea celor două Tîrnave, tributară Mureșului.

Pentru acea zonă din regiunea noastră ce aparține cuvetei Transilvaniei, trebuie să amintim că morfologia reflectă în ondulațiile slabe, dar nete, ale terenului, structura geologică caracterizată de domuri ale căror flancuri au, uneori, înclinări abia perceptibile.

Alunecările de teren sănt, deseori, atit de intense, încît se pot constata grupuri întregi de coline ce sănt prinse într-o mișcare generală spre văi, constituind un fenomen caracteristic pentru geomorfologia bazinului Transilvaniei.

În afară de largile lunci ale rîurilor principale, relieful regiunii cerecate nu a prezentat condiții prielnice desfășurării măsurătorilor cu gravimetrul.

Relații geologice. Observațiile gravimetrice s-au extins pe cea mai mare parte a „zonei de cutări intense” Blaj — Ocna Sibiului, din sud-vestul bazinului Transilvaniei (după împărțirea în unități tectonice făcută de L. M r a z e c și E. J e k e l i u s). Ele au pătruns, în parte, și în Cuveta propriu-zisă, care are o structură în domuri.

Regiunea noastră a intrat — direct sau indirect — în preocupările cercetătorilor structurii geologice a bazinului Transilvaniei în toate fazele de lucrări executate de la sfîrșitul secolului trecut și pînă azi (și realizate, succesiv : sub conducerea lui H. v. B ö c k h , de Institutul

Geologic—prin L. Mrazec și E. Jekelius—și, în epoca cea mai apropiată, de specialiștii din Comitetul Geologic și din industria de gaz metan).

Lucrările cele mai recente au fost făcute de M. Ilie (în sectoarele de sud-vest și de sud-est ale regiunii, unde a identificat cîteva cîte majore), G. Cernea (acoperind bună parte din aria măsurătorilor noastre, a pus în evidență o serie de anticlinale și sinclinală) și D. T. Ciupagă și A. Vanea (care au făcut cercetări în probleme legate de prezența gazului metan).

Zona noastră de lucru, în care deschiderile sănt rare, este acoperită aproape exclusiv de Pliocen (Ponțian). Ivirile de formațiuni mai vechi sănt foarte rare. Dintre acestea, cităm aparițiile de Mediteranean inferior (nisipuri și pietrișuri roșii continentale) și superior (tufuri, brecii, conglomerate, gresii, argile, marne nisipoase) din zona Sebeș—Alba Iulia și de Sarmățian din valea Spătacului, la sud-est de Blaj (nisipuri conglomératice), și din dealul Cornii, la Glogovăț lîngă Tîrnava Mare (nisip grosier).

Ponțianul are, în podișul Tîrnavelor, cea mai mare dezvoltare din întreg bazinul Transilvaniei. De la nord de Tîrnava Mică și pînă la sud de Tîrnava Mare, poate fi urmărită, fără întrerupere, următoarea serie de depozite: în bază, sisturi marnoase cu fețe albe, deasupra căror stă un complex de aproximativ 100 m grosime — alcătuit din argile marnoase, vineții, ce alternează cu benzi subțiri de calcare, albe, moi, cu o intercalărie de 5 cm de tuf andezitic — și care suportă, la rîndul lui, o serie de nisipuri și marne vinete, groasă de 110 m. La partea superioară, Ponțianul prezintă bancuri foarte groase de nisipuri, a căror dezvoltare poate fi bine urmărită în dealurile de la Valea Lungă, Lunca, Lodroman, Micăsasa. În dealul Șonii, la est de Blaj, A. Vanea a întlnit, la partea superioară a nisipurilor, un tuf andezitic grosier, cu numeroase bombe de andezit tufose (unele cu diametru de 10–20 cm) în masa lui. Formațiunile ponțiene au o grosime totală variabilă, care poate depăși 500 m și uneori se apropiie de 1000 m¹⁾ (sonda de la Soroștin a mers cca 400 m în Ponțian, fără să fi ieșit din el).

În regiune, se întâlnesc ochiuri și vulcani noroioși, ce prezintă deseori emanații de gaze combustibile, precum și relativ frecvente sărături. În ceea ce privește acestea din urmă, cu excepția celor de la Ocnisoara (nord de Blaj), care sănt în mod cert provocate de un masiv de sare²⁾, toate celelalte sănt, probabil, manifestări ale apelor de zăcămînt.

¹⁾ Scufundarea sudului Bazinului Transilvaniei sub apele ponțiene a fost maximă în partea lui de sud-vest.

²⁾ Masivul nu apare la suprafață dar, după afirmațiile localnicilor, a fost întlnit într-o săpătură făcută pentru o fintină.

Foraje executate în zona cercetărilor gravimetrice. În afara de cîmpul gazeifer în exploatare de la Cetatea de Baltă, actualmente în plină dezvoltare, s-au săpat, în regiune, mai multe sonde de prospecțiune și explorare, dintre care cităm :

La Tiur (sud-vest de Blaj), s-a executat un foraj de cca 270 m, în care s-au întîlnit Ponțianul, Sarmațianul și Tortonianul.

La Soroștin, s-a săpat o sondă care, pînă la adîncimea finală de 400 m, n-a ieșit din Pliocen (Ponțian).

La Tăuni, pe Valea Mărului (nord-est de Valea Lungă), s-au forat două sonde, dintre care una adîncă de 1512 m. S-a străbătut Ponțianul, Sarmațianul cu facies marnos și Buglovianul. În orizonturile de nisipuri și marne nisipoase ale Sarmațianului superior, s-au înregistrat manifestații de gaze cu debit și presiune remarcabile.

Prospecțiuni geofizice anterioare. Regiunea cercetată de noi a constituit și obiectul altor prospecțiuni geofizice, atît în același timp cît și anterior nouă, prin metodele gravimetrică, magnetometrică și seismometrică.

P r o s p e c t i u n i g r a v i m e t r i c e. În anul 1947 (27 noiembrie—15 decembrie) și 1948 (1—31 iulie), s-a executat o lucrare de recunoaștere, cu un gravimetru „Askania”, pe o zonă restrînsă în regiunea Mediaș — Tîrnăveni. Cîteva profile ale acestei lucrări sunt situate în sectorul nord-estic al suprafetei acoperite de măsurătorile noastre [8].

Prospecțiunea executată între Mureș și Tîrnava Mare de Trustul de explorări geologice și geofizice din Ministerul Industriei Petrolului, cu gravimetru Noergaard, în anii 1950 și 1951¹⁾, a avut o mică zonă comună cu cea a noastră, în sectorul Blaj.

Măsurătorile de recunoaștere realizate de noi în campania de teren a anului 1951, cu un gravimetru Noergaard, în regiunea de sud-vest a bazinului Transilvaniei, includ toată zona pe care s-au desfășurat ridicările de la sud de Tîrnava Mare cuprinse în lucrarea de față [9].

P r o s p e c t i u n i m a g n e t o m e t r i c e. În anii 1950, 1951 și 1952, s-au făcut măsurători magnetometrice cu caracter regional, de unități de prospecțiune ale Comitetului Geologic, pe cea mai mare parte a suprafeței acoperite de ridicările gravimetrice executate de noi în campania 1952²⁾ [1, 2].

¹⁾ N. Popescu Raport asupra lucrărilor gravimetrice executate în regiunea Luduș — Blaj — Sînmiclăuș (1950). Arhiva Min. Ind. Petrolului și Chimiei, 1951.

²⁾ P. Suciu Raport asupra ridicărilor magnetice regionale în regiunea cuprinsă între cele două Tîrnave (1952). Arhiva Com. Geol., 1953.

Relații tehnice și statistice

Cercetările gravimetrice executate în sud-vestul podișului Tîrnavelor au început la 9 iunie și s-au încheiat la 5 decembrie 1952.

Observațiile pe teren au fost efectuate cu gravimetru Noergaard TNK Nr. 1417. Ridicările s-au realizat pe poligoane de bază, în interiorul cărora s-au desfășurat profilele necesare pentru asigurarea densității de stații impuse de caracterul lucrării; poligoanele de bază, pe care s-au repartizat erorile de închidere considerate admisibile, au fost legate între ele.

Măsurătorile cu gravimetru s-au făcut în cicluri grupind, după zonă și anotimp, un număr de stații diferit, astăzi durata de executare a lor să se inserieze în limitele unui interval în care driftul instrumental rămâne, pe cît posibil, rectiliniu. În toate punctele, observațiile au fost făcute cel puțin de două ori, repetarea stațiilor executându-se aproape exclusiv pe sistemul dus-întors.

Transportul gravimetrului s-a făcut cu o autodubă „Skoda”, iar în locurile inaccesibile autovehiculului a fost purtat în spate de un ajutor-operator, pe un samar de construcție specială. Procentual, transportul instrumentului s-a făcut cu autoduba în 75% din lucrare. În legătură cu condițiile de transport, trebuie să menționăm că, din 866 km de profil realizati, numai 70 km au fost făcuți pe șosea pietruită.

Zona, pe care s-a făcut observațiile cu gravimetru, are o suprafață de 1120 km², pe care s-au realizat 2858 stații-hartă. Rezultă că s-a obținut o desime medie a punctelor de observație de 2,6 stații/km².

Datelor obținute prin măsurătorile cu gravimetru pe teren, li s-au aplicat corecțiile instrumentale corespunzătoare și reducerile geofizice necesare: „în aer liber” (Faye), „de strat intermediar” (Young-Bouguer), de relief morfologic și de latitudine.

Pentru reducerea „în aer liber” și „de strat intermediar”, s-a luat ca plan de referință cel al nivelului Mării Negre. Calculul valorii normale a gravitației s-a făcut după formula internațională din 1930 (Heiskanen – Cassinis), paralela de bază fiind cea de 45°. Efectul gravimetric al neregularităților morfologice a fost calculat prin metoda Schleusener, pe baza ridicărilor topometrice pînă la distanța de 100 m de stație, iar pentru terenul cuprins între 0,1 km și 20 km, pe baza determinării cartografice a valorilor reliefului din hărțile topografice (la scara 1 : 25.000 și 1 : 100.000). În calculul reducerilor de strat intermediar și de relief morfologic, s-a utilizat pentru densitate valoarea medie de 2,2 g/cm³, care a fost considerată drept cea mai corespunzătoare cu condițiile geologice locale, în urma determinărilor prin „profilele de densitate” executate în regiunea de lucru.



Stabilirea amplasamentului în plan al punctelor de observație s-a făcut prin ridicări cu teodolitul-busolă, iar altitudinea lor a fost obținută printr-un nivelment geometric de precizie. Profilul reliefului pînă la 100 m distanță de stație, pe cele opt azimute indicate de procedeul Schleusener pentru reducerile topografice, a fost determinat prin nivelment trigonometric.

Altitudinile extreme ale stațiilor de măsurătoare cu gravimetru au fost : 226,704 m, cota minimă, la Mihalt, pe valea Mureșului, și 569,210 m, cota maximă, la Șeica Mare.

Rezultate geofizice

Prelucrarea datelor de observație cu gravimetru și aplicarea reducerilor geofizice amintite au condus la obținerea valorii relative a componentei verticale a gravitației pentru fiecare punct de stație. Valorile respective au fost utilizate la redactarea hărții anomaliei Bouguer a regiunii prospectate, reprodusă în planșa I după execuția la scara 1 :25.000.

Harta Bouguer a acestui sector al podișului Tîrnavelor lasă să se vadă trei zone, de egală răspîndire în suprafață, cu regim gravimetric diferit :

1. Zona central-sudică, cea mai extinsă ca întindere (reprezentă mai mult de jumătate din suprafața supusă observațiilor) și mai activă ca efecte gravimetrice, în care se desfășoară o serie de anomalii cu contururi largi, de intensitate nu prea ridicată și în care spațiile mari dintre isolini pun în evidență, în unele sectoare, importante paliere gravimetrice ;
2. Zona vestică, predominantă de marea anomalie de maximum de la nord-nord-vest de Secăsel, cu cădere gravimetrică — de gradient foarte ridicat — dinspre confluența Tîrnavei cu Mureșul ;
3. Zona nordică, cu aspect liniștit, în care isoliniile acuză o direcție aproape paralelă, cu excepția sectorului extrem vestic și a celui nord-estic.

Analizată în detaliu, imaginea anomaliei Bouguer se prezintă astfel :

1. În zona intîia, se face remarcată, în primul rînd, o întinsă anomalie minimală situată între Obîrșia Tiurului, vest Cergăul Mare, sud Cergăul Mic, sud Cenade, vest Soroștin, Deleni, Broșteni și Roșia de Secaș. Flancat, spre sud, de o creștere de mică intensitate și, către nord, de o importantă anomalie de sens maximal, sectorul anomal menționat este marcat, în linii mari, de isolinia de -40 mgal. În interiorul acesteia, se remarcă o primă porțiune mai coborâtă gravimetric (-41 mgal), între Broșteni, Cenade, Soroștin și Deleni, cu două contururi de valoare



minimă (-42 mgal) la est și sud-est de Broșteni (valoarea cea mai mică, de $-42,90$ mgal, a fost măsurată la răsărit de comuna Broșteni), și o a doua, între Obîrșia Tiurului, vest Cergăul Mare și Mic și nord Roșia de Secaș, formată din două perimetre vecine conturate de curba de -41 mgal. Axul acestei anomalii întinse are, în partea sudică, o direcție sud-est – nord-vest, iar de la est de Roșia de Secaș face o inflexiune către nord, pentru a se înecha în șeaua gravimetrică de la sud de Tiur (sud-vest de Blaj).

La nord de anomalia precedentă, se dezvoltă un sector anomal cu caracter pozitiv, al cărui ax are o orientare sud-est – nord-vest și trece prin localitățile Soroștin, Cenade, Lupu, pentru ca, pe la vest de Spătac, să se îndrepte spre sud de Tiur. Valorile gravimetrice maxime sunt marcate de două contururi ale isoliniei de -37 mgal (la Lupu și Spătac), în interiorul căroră gravitatea crește, atingând -36 mgal în vestul localității Spătac.

Spre nord de anomalia de maximum Soroștin – Cenade – Spătac, isoliniile manifestă un regim de scădere continuă, de la care face excepție sectorul central-estic al lucrării noastre, unde – la nord și la sud de Tîrnava Mare – valorile pun în evidență o imagine gravimetrică parțial diferită de cea a sectorului sudic, în sensul că în palierele largi desenate de curbele isogale se remarcă un număr de mici anomalii (de întindere superficială restrinsă și de slabă intensitate) cu caracter maximal – cea care îmbracă Tîrnava Mare la sud de Lodroman, cu un contrast gravimetric de ordinul a 1 mgal – sau minimal – cea de la sud-vest de Țapu, de dimensiuni reduse dar de o intensitate mai mare decât precedenta (în interiorul ei, s-a măsurat valoarea minimă de -44 mgal) și aceea de la vest de Tăuni, unde, în spațiul larg de peste 3 km dintre curbele de -44 mgal și -45 mgal, observațiile au pus în evidență o serie de șase puncte în care valorile au coborit sub -45 mgal (în centrul conturului anomal, s-a ajuns la $-45,74$ mgal) ¹⁾.

2. În zona vestică a hărții Bouguer, regimul gravimetric este net diferit de cele din zona precedentă descrisă.

Isoliniile se strâng, aici, în jurul unei excepțional de puternice anomalii cu caracter de maximum, al cărei centru – cu aspect de elipsă diformată – este situat pe malul drept al Secașului, în preajma confluentei lui cu Tîrnava, la nord-nord-vest de localitatea Secăsel ²⁾. Anomalia, care prezintă către sud-vest, spre comuna Berghin, o prelungire pedunculară, are un ax dirijat aproape transversal pe direcția celorlalte axe de

¹⁾ Caracterul de recunoaștere largă a observațiilor din acest sector nu a permis o conturare mai precisă a anomaliei.

²⁾ Poziția geografică și amploarea ei ne-au determinat să o denumim anomalia Alba Iulia – Blaj.

simetrie din regiunea de la sud de Tîrnava Mare și puternic incurbat (trece de la direcția sud-vest — nord-est la sud — nord și, apoi, la vest-sud-vest — est-nord-est), ce merge de la sud-vest de Berghin, pe la vest de Secășel, traversează Secașul și se îndreaptă spre sud-vest de Blaj, unde se leagă cu axul de maximum ce vine de la vest de Spătac. În centrul acestei anomalii, conturat de isogala de -29 mgal, s-a măsurat cea mai ridicată valoare relativă a gravitației din toată regiunea noastră: $-28,33$ mgal. Față de acest sector central, gravitatea scade lent spre nord-est și sud-vest, mai puțin lent spre sud-est și cu o intensitate extraordinară spre nord-est. Cădere de pe acest din urmă flanc (în medie de 6 mgal/km, dar apropiindu-se, în unele portiuni, de 10 mgal/km) depășește, ca ordin de mărime, gradientul de pe rama cristalină din sud-vestul bazinului Transilvaniei (munții Cibinului), care a fost măsurat de noi în campania de teren 1951.

În partea de sud a zonei vestice a hărții Bouguer, sătem în prezență unui regim liniștit, în care isoliniile marchează o cădere treptată către o arie gravimetrică depresionară.

3. Zona de nord a regiunii măsurătorilor noastre se deosebește de cele două zone situate la sud și sud-vest de ea prin mersul aproape uniform al curbelor isogale, care, fără a avea chiar aspectul unui portativ, prezintă totuși o regularitate ce trebuie menționată.

Datele de măsurătoare indică un regim general de scădere către nord. La această manifestare generală din zona nordică, fac excepție sectorul extrem-vestic și cel nord-estic.

În vest, se desenează, de la Blaj către nord-nord-vest, un ax de minimum ce ajunge pînă la Ocnișoara, limită septentrională a observațiilor. Aici, în sudul comunei Ocnișara și pe un profil situat mai la est, datele de măsurătoare au indicat valori minime, după care — mai la nord — s-au manifestat tendințe de creștere.

La nord-est, isoliniile urmează regimul general de scădere către nord, pînă la est-sud-est de Cetatea de Baltă, unde ele marchează o anomalie de sens minimal, conturată parțial de curba de -56 mgal și cu un centru de -57 mgal (valoarea cea mai coborită din acest contur, $-57,37$ mgal, este și cea mai mică din toată regiunea prospectată, cu excepția sectorului cu caracter de profundă depresiune gravimetrică de la confluența Tîrnavei cu Mureșul). Pe flancul de nord-est al anomaliei de minimum de la Cetatea de Baltă — la limita, din această zonă, a lucrării — valorile gravimetrice încep a manifesta o ușoară tendință de creștere.

În încheiere, trebuie să precizăm că valorile relative extreme ale componentei verticale a gravitației măsurate în lucrarea din sud-vestul

podişului Tîrnavelor au fost — 28,33 mgal, la nord de Secăsel, și — 61,39 mgal, în valea Mureșului la nord de confluența cu Tîrnava.

Axele principale de simetrie gravimetrică acuză o direcție generală în jurul orientării aproximative nord-vest — sud-est, cu excepția marii anomalii pozitive Alba Iulia — Blaj, al cărei ax are un traseu aproape transversal față de celelalte.

Condițiuni de gradient regional. În unele sectoare ale lucrării noastre, masele de importanță regională se manifestă prin efecte gravimetrice caracterizate de gradienți orizontali mai deosebiți. Acești gradienți sunt de valoare și direcție variabile. Ei nu prezintă o regularitate remarcabilă și existența lor nu turbură imaginea Bouguer produsă de structurile geologice de valoare locală.

Interpretarea geologică

În imaginea anomaliei Δg construită pentru zona de sud-vest a podișului Tîrnavelor, se fac remarcate conturări gravimetrice pentru care structura geologică de suprafață nu oferă, decât într-un număr restrâns de cazuri, corespondentul interpretativ. În afara acestor cazuri, sau valorile inserise în harta Bouguer redau variația cîmpului gravific pentru zone lipsite de deschideri și, deci, în care geologia de suprafață nu poate procura nici o informație, sau sănsem în prezență unor situații în care indicațiile geologice nu se acordă decât în partea cu tabloul observațiilor făcute cu gravimetru.

Cercetările cu gravimetru static făcute de noi, într-o campanie de lucru anteroară, pe întreaga zonă de sud-vest a bazinului Transilvaniei au pus în evidență o mare anomaliă cu caracter maximal în sectorul Slimnic — Vurpăr — Roșia, care domină regiunea de la est și nord de Sibiu, atât prin întinderea ei cât și prin valorile gravimetrice. Puternicul exces de masă indicat de aceste valori a fost interpretat ca efectul unui relief îngropat al fundamentului, care reușește să impună influență gravitațională față de sedimentele relativ puțin groase ce-l acoperă. Această ridicare a fundamentului dens se prelungeste din zona Slimnic spre nord-vest și ei trebuie să i se atribuie și anomaliă de la Soroștin, care marchează un maximum ce se îngustează de la sud-est către această localitate, cedînd dintr-o parte și din alta, și se continuă, printr-o zonă strîntă, cu maximul de la Cenade, care la rîndul lui se largeste către vest de Spătac (pentru a se lega, pe la sud de Blaj, cu marea anomaliă din vest, pe care am denumit-o Alba Iulia — Blaj).

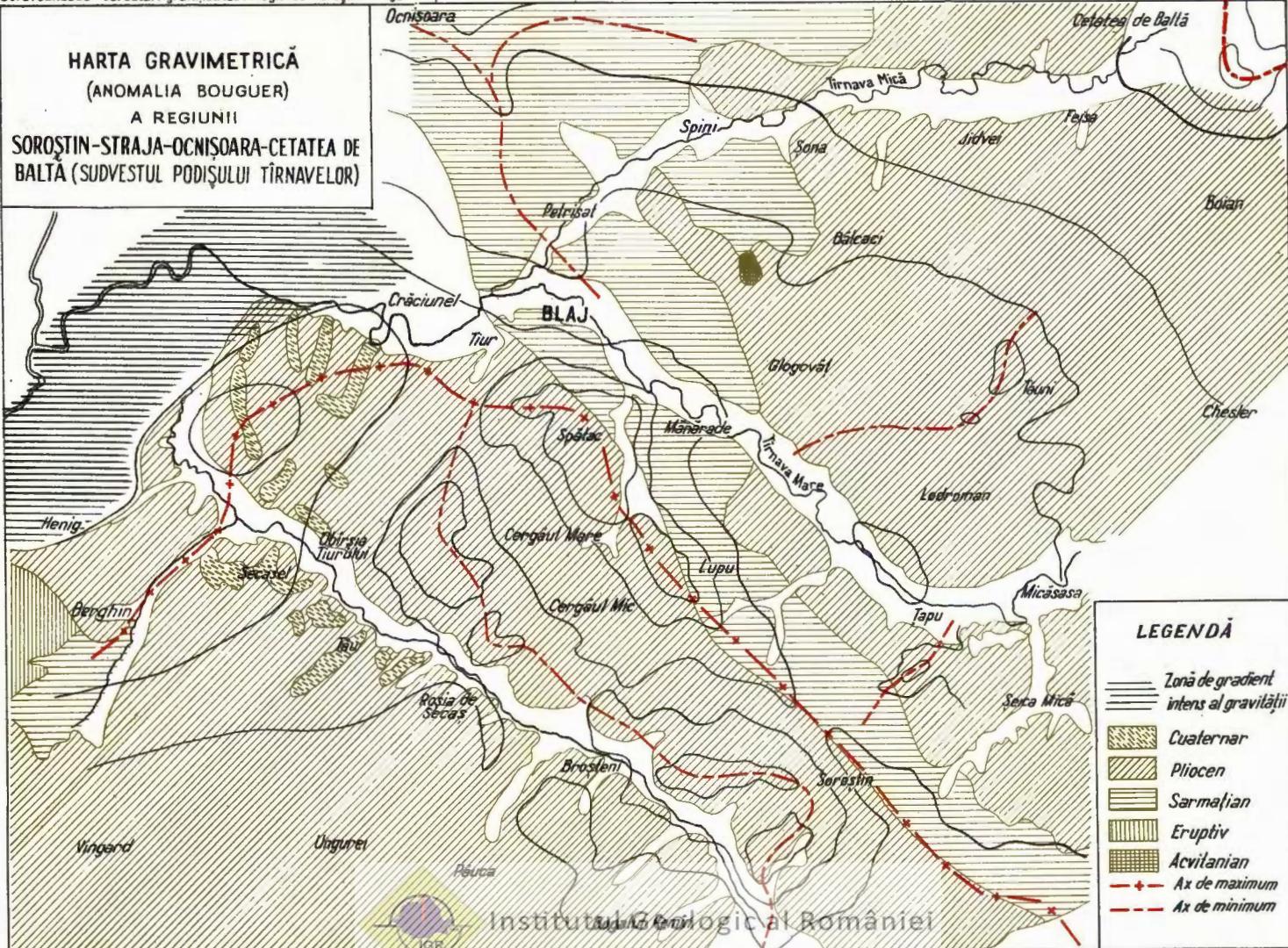


În regiunea Soroștin, apar, de o parte și de alta a anomaliei maximale, zone de descreștere gravimetrică, reprezentând deficite de masă ce pot fi interpretate ca efect, fie al îngroșării cuverturii, fie al prezenței unor formațiuni puțin dense, cum ar fi sarea. Este probabil că ridicarea axială menționată a cedat pe oarecare linii, făcind posibilă îngrămadirea depozitelor de cuvertură sau acumularea de roci cu densitate scăzută. În această ipoteză, s-ar putea explica și puternicele înclinări (60° – 70°) recunoscute în formațiunile Pontianului din zona Soroștin – Cenade.

În raport cu planul median al ridicării axiale, îngroșarea sedimentelor din cuvertură este mai importantă pe flancul sudic. Aici, în zona anomală cu caracter de minimum dintre Soroștin și Broșteni, în care se conturează două centre de valori scăzute (anomalia este de ordinul a 2 mgal), am putea fi în prezență unor acumulări de gaze pe structuri în dom. Zona anomală se continuă spre nord-vest, printre Cergăul Mic și Roșia de Secaș, către Obîrșia Tiurului, la est de care se încovoiează spre nord. Atât la nord de Roșia de Secaș cât și la est de Obîrșia Tiurului, ies în evidență arii de valori gravimetrice scăzute ce ar putea să reprezinte structuri purtătoare de gaze. Aceste ultime structuri se găsesc aproape de porțiunea culminantă a ridicării fundamentului, manifestată prin marea anomaliă gravimetrică pe care am denumit-o anomalia Alba Iulia – Blaj. De fapt, întreaga zonă anomală cu caracter minimal, care reprezintă o îngroșare a cuverturii cu probabile structuri purtătoare de gaze, se situează în o regiune de șea, între satele Hașag și Obîrșia Tiurului. Lîngă această din urmă localitate, înspre vest, zona de minimum prezintă un flanc pe care gravitatea crește rapid, corespunzător trecerii pe puternicul relief de fundăment menționat mai sus; acest relief, care se ridică în sud-estul fosei din fața Carpaților Apuseni, prezintă către nord-vest un flanc deosebit de abrupt, ilustrat pe harta Bouguer de puternicul gradient de gravitate specificat. Tot această ridicare a fundamentului delimită zonă înspre nord și zona mare de descreștere a gravitației și deci de îngroșare a cuverturii din cuveta Sebeș – Apold.

La nord de ridicarea axială Soroștin – Cenade, ies în evidență liniile nord-vest – sud-est. Ele ar putea să fie în legătură cu falii sau alte accidente tectonice pe aceste direcții, delimitând în acest fel zona de valori gravimetrice scăzute Tapu – Lodroman – Tăuni. Această zonă, ca și cea de la sudul ridicării axiale, ar putea să corespundă îngrămadirii cuverturii, tăiată de anumite accidente transversale, dar formind, în același timp, și cute. Astfel, în regiunea Tapu se desenează un minimum gravimetric, care este posibil să reprezinte un dom cu simbure de sare în profunzime. La vest de Tăuni, se închide o zonă de minimum lîngă sondele





cu orizonturi purtătoare de gaze de pe Valea Mărului și, la sud-vest de ea, mai apare o mică anomalie de același caracter, ce-ar putea reprezenta altă ridicare în cuvertură. Spre nord, descreșterea valorilor gravimetrice, cel puțin pînă în regiunea Cetatea de Baltă, este, probabil, efectul îngroșării cuverturii de formațiuni mai puțin dense. În sud-estul acestei localități, isoliniile conturează o anomalie de minimum pe domul în exploatare.

În general, față de cuvetele de la nord-est și sud-vest, ce delimită ridicarea axială Soroștin — Cenade, anomaliiile din regiunea Soroștin-Broșteni — Obîrșia Tiurului și Țapu — Lodroman — Tăuni apar ca niște suprapunerii locale și, deci, reprezintă structuri secundare pe distribuția generală a cuverturii.

În regiunea Blaj, se relevă un ax gravimetric de sens minimal, ce pornește din zona Tîrnavei Mari și, cu o direcție sud-sud-est—nord-nord-vest, se extinde spre nord, către Ocnîșoara, unde marchează o bifurcare¹⁾. El corespunde, probabil, unei forme anticlinale pe care apare la zi, în regiunea Ocnîșoara, Saliferul cu acumulări de sare. S-ar putea ca între Ocnîșoara și Blaj, în zona de lărgire a cutelor, să se întâlnească structuri domale.

Concluzii

Cercetarea gravimetrică a sectorului de sud-vest al podișului Tîrnachelelor a pus în evidență anomalii extinse, în regiunea Soroștin — Broșteni — Obîrșia Tiurului — sud Tiur, și mai restrînse, în regiunea Țapu — Lodroman — Tăuni, corespunzînd unor deficite de masă ce reprezintă îngroșări și deranjări în cuvertură, posibil purtătoare de acumulări de gaze.

În același timp, lucrările au stabilit trăsăturile generale ale reliefului fundamentalui și au indicat unele anomalii în legătură, probabil, cu extinderea Saliferului din regiunea Ocnîșoara — Blaj.

Deasupra structurilor în care Sarmațianul are certe manifestări de gaze (Cetatea de Baltă — Boian și Tăuni — Valea Mărului), observațiile gravimetrice au înregistrat anomalii de minimum.

Această lucrare crează perspective pentru prospectarea mai detaliată și exploatarea acestei regiuni, determinînd și delimitînd zonele importante.

Continuarea cercetărilor gravimetrice în tot podișul Tîrnachelelor este plină de interes, deoarece dă posibilitatea precizării problemelor legate de zăcăminte de gaze și zonele lor de acumulare.

¹⁾ Numărul redus de observații din sectorul de la nord de Blaj a putut furniza numai o imagine de informație preliminară a zonei anomale Ocnîșoara.

BIBLIOGRAFIE

1. Airinei S.t. Ridicări magnetice regionale în Transilvania (Munții Perșani și regiunea Sibiu — Blaj — Hunedoara — Hațeg). *D. S. Com. Geol.*, XLII (1954—1955). București, 1959.
2. Atanasiu G.h., Neștiianu T. Cercetări magnetice regionale în Ardeal și Banat, campania anului 1952. *Acad R.P.R., Studii și cercetări de fizică*, t. V, nr. 1—2, 1954.
3. Cernea G. Considerații geologice asupra regiunii Ocișoara — Blaj — Șeica Mare. *D. S. Com. Geol.*, XXXVII (1949—1950). București, 1953.
4. Ciupagea D. Nouvelles données sur la structure du bassin transylvain. *Bul. Soc. Rom. Geol.*, II. București, 1935.
5. Ilie M. Cercetări geologice în Bazinul Transilvaniei (Regiunea Alba Iulia — Sibiu — Făgăraș — Rupea). *An. Com. Geol.*, XXVIII. București, 1955.
6. Ilie M., Stoenescu S. Structura geologică în sud-vestul Cuvetei Transilvaniei. *D. S. Com. Geol.*, XXXIX (1951—1952). București, 1955.
7. Mrazec L., Jekelius E. Aperçu sur la structure du bassin néogène de Transylvanie et sur ses gisements de gaz. *Guide des excursion. Ass. p. l'avancement de la géologie des Carpathes*. București, 1927.
8. Socolescu M. Măsurători cu gravimetru Noergaard în regiunea Mediaș. *D. S. Com. Geol.*, XXXVI (1948—1949). București, 1952.
9. Stoenescu S. Prospecțiuni gravimétriques în sud-vestul Transilvaniei. *Com. Geol., St. lehn. și econ. seria D*, nr. 4. București, 1963.
10. Vancea A. Contributions à l'étude géologique de la Formation à Gaz de la Cuvette Transylvaine. *An. Inst. Geol. Rom.*, XIX. București, 1938.
11. Vancea A. Structura geologică a regiunii Sorosten — Agnita. *Rev. Muz. Geol. Min. Univ. Cluj*, VI, nr. 1—2. 1937.

**RECHERCHES GRAVIMÉTRIQUES DANS LA RÉGION SOROŠTIN
— STRAJA — OCNIȘOARA — CETATEA DE BALTA (LE SUD-
OUEST DU PLATEAU DES TÎRNAVE)**

PAR

SCARLAT STOENESCU

(Résumé)

On a mesuré, avec un gravimètre Noergaard, 2858 stations disposées sur une superficie de 1120 km².

Les recherches ont mis en évidence des anomalies étendues, dans la région Sorosten — Broșteni — Obîrșia Tiurului — Sud Tiur, et plus restreintes, dans la région Țapu — Lodroman — Tăuni, correspondant à des



déficits de masse qui représentent des épaississements et des dérangements dans la couverture, avec des possibilités de renfermer des accumulations de gaz.

En même temps, les travaux ont établi les traits généraux du relief du soubassement. On attribue au soubassement enfoui les effets gravimétriques de maximum de la région Soroștin — Cenade et surtout l'intense zone anomale Alba Iulia — Blaj.

Dans la région Ocnișoara — Blaj, on a obtenu des indications anomalies en relation probable avec l'extension du Salifère.

Sur les structures dont le Sarmatien est l'objet de manifestations gazéifères certaines (Cetatea de Baltă — Boian et Tăuni — Valea Mărului), les observations gravimétriques ont enregistré des anomalies de minimum.





Institutul Geologic al României

STUDIUL MICROMAGNETIC AL DEPOZITELOR DANIENE DIN BAZINUL HATEG

DE

M. VISARION, J. ANDREI

ABSTRACT

Micromagnetic Study of the Danian Deposits from Hateg Basin. The authors present nine micromagnetic panels representative for the determination of the detailed structure of the Danian deposits from Hateg Basin. The data show the successful use of micromagnetic prospections when specifying the geological contact between differently magnetized formations, the stratification direction as well as the various micro-tectonical features.

În această lucrare încercăm să precizăm pe baza corelării ridicărilor geologice cu datele geofizice furnizate de cercetările micromagnetice, structura geologică detaliată a depozitelor daniene din bazinul Hațeg.

R. Lauterbach (3) a arătat că anomaliiile magnetice elementare determinate prin măsurările micromagnetice de înaltă precizie, pot caracteriza structura geologică detaliată a unei regiuni. Pornind de la această premiză și având în vedere rezultatele interesante obținute de St. Airinei, F. Ionescu și D. Romanescu la noi în țară, ne-am propus să studiem unele aspecte micromagnetice ale formațiunilor geologice care aflorează în bazinul Hațeg. În primă etapă, am executat cîteva măsurători micromagnetice pe următoarele formațiuni: Cristalinul de tip Sebeș de la Ciopea, Danianul, Paleogenul, Tortonianul și Sarmatianul, cu scopul de a controla aplicabilitatea metodei. Rezultatele fiind deosebit de concluziente pentru depozitele daniene și mai puțin edificate pentru celelalte formațiuni, ne-am concentrat atenția asupra lor.



Cercetările micromagnetice au fost executate în anii 1957 și 1958.

Măsurătorile de teren au fost executate cu un variometru vertical Askania cu o abatere operativă maximă de $\pm 2 \gamma$. Eroarea medie pentru întreg ciclul de măsurători se cifrează la $1,1 - 1,3 \gamma$.

Dispozitivul de puncte de măsurare a comportat o rețea geometrică regulată (patratică), cu echidistanță între stații de 3 metri. Această echidistanță, recomandată de R. Lauterbach, s-a dovedit satisfăcătoare în majoritatea cazurilor pentru decelarea microanomalialor magnetice, în cazul cînd măsurătorile s-au executat direct pe formațiunea care ne interesa.

Tehnica operativă nu s-a deosebit prin nimic special de cea propusă de R. Lauterbach (3).

Depozitele daniene aflorează în bazinul Hațegului, în zonele Pui, Săcel–Sînpetru și Demsuș-Rachitova. Caracterele litofaciale ale depozitelor daniene diferă într-o oarecare măsură în aceste trei zone (4, 5).

În zona Pui, Danianul este reprezentat prin argile roșii-verzui, de facies continental. Aflorimentele din jurul localității Pui, prezintă o dezvoltare restrînsă în suprafață.

În zona Săcel–Sînpetru, depozitele daniene sunt constituite dintr-o alternanță de argile și gresii violacee, cunoscute în literatura geologică sub denumirea de stratele de Sînpetru (4). În această zonă, depozitele daniene alcătuiesc partea axială a anticlinalului Ciopea – Valea Diljii.

În zona Demsuș – Răchitova, depozitele atribuite Danianului au o dezvoltare mai mare atât în suprafață, cât și ca grosime stratigrafică. Ele sunt alcătuite din conglomerate cu elemente de porfirit, gresii verzi, argile violacee și tufuri. Este interesant de remarcat că studiile microscopice au dovedit că gresiile conțin material piroclastic. Între Ciușlea, Demsuș și vîrful Cerbului, atât depozitele daniene cât și depozitele senoniene, care le suportă, sunt străbătute de un dyke de porfirit. Din punct de vedere tectonic, depozitele daniene apar pe flancurile anticlinalului Stei.

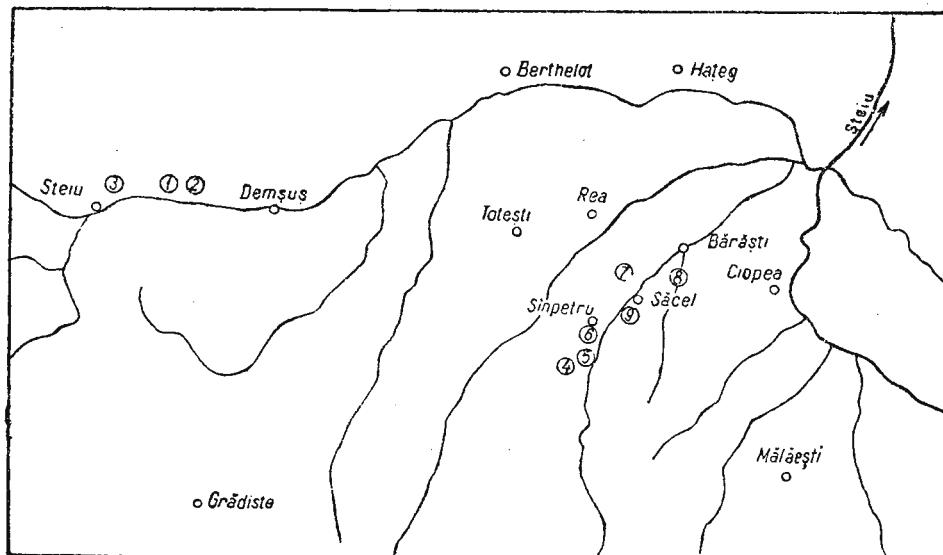
Ținem să precizăm că vîrsta daniană a depozitelor studiate de noi, din punct de vedere micromagnetic, a fost susținută în toate publicațiile care privesc geologia bazinului Hațegului. (2,4,5). Menționăm că, în ultimul timp, unii cercetători și-au exprimat îndoiala asupra acestei vîrste. În ciuda acestei îndoieri, utilizăm termenul de depozite daniene pentru a caracteriza un anumit orizont stratigrafic studiat de noi, vîrsta relativă a acestor depozite neavînd altă semnificație pentru genul nostru de cercetări.

Cercetările noastre se referă la depozitele daniene din zona Săcel–Sînpetru și Demsuș–Răchitova. Dezvoltarea cu totul redusă a depozitelor daniene din zona Pui, nu ne-a permis abordarea acestei zone.



După cum reiese din descrierea sumară a litologiei depozitelor daniene, acestea sunt apte să producă anomalii magnetice la diverse scări.

Rezultatele micromagnetice sunt ilustrate de un număr de nouă panouri, considerate de noi, ca cele mai reprezentative din cele măsurate. Amplasamentul panourilor poate fi urmărit pe figură.



Localizarea geografică a panourilor micromagnetice prezentate în lucrare (scara 1 : 200.000).

În cele ce urmează, vom trece în revistă aspectele anomalilor micromagnetice măsurate, care sunt redată grafic în planșele I–IX. La partea superioară a planșelor am figurat direcția și înclinarea stratelor pe care s-au executat măsurările, determinată pe un afloriment din interiorul panoului sau din imediata lui apropiere (evident, în sectoarele unde nu sunt prezente formațiunile acoperitoare cuaternare). În partea centrală a planșelor am reprezentat harta micromagnetică a panoului, iar la partea inferioară, „rozeta Lauterbach”, stabilită pe baza statisticei orientării izoliniilor.

Panoul I (pl. I) situat pe valea Demșuș, la vest de localitatea cu același nume, este amplasat pe contactul dintre conglomeratele cu elemente de porfirit de la baza Danianului și aluviunile pîrifului Demșuș.

Harta micromagnetică prezintă în jumătatea de NW o anomalie închisă a cărei axă este orientată conform cu direcția stratelor. Sectorul de SE al hărții marchează o scădere generală a valorilor anomale spre SE,

adică în sensul de cădere al stratelor. Remarcăm amplitudinea mare a anomaliei, care se cifrează la 296γ și gradientul maxim cifrat la circa $35 \gamma/m$. Valorile ridicate ale anomaliei și gradientului orizontal se datorează contrastului de magnetizare dintre conglomeratele cu elemente de porfirit care aflorează în partea de NW a panoului și depozitele aluvionare prezente în partea de SE. Tendința anomală de minimum din colțul SE, orientată E-W, marchează, după toate probabilitățile, direcția albiei pîrîului Demșuș.

Dispunerea în evantai a izoliniielor din sectorul de NE, reprezintă însumarea celor două efecte anomale vecine, orientate aproximativ rectangular. Însumarea acestor două efecte, explică de ce componenta majoră a rozetei Lauterbach (32°) nu este paralelă cu direcția stratelor. Refăcind rozeta pentru sectorul de NW al panoului, am constatat o sensibilă apropiere între cele două direcții.

Panoul 2. (pl. II) este plasat la circa 20 m est de panoul 1, în aceleași condiții geologice, tot pe malul stîng al pîrîului Demșuș. Aspectul hărții micromagnetice prezintă analogie cu panoul descris anterior, în sensul că se remarcă în jumătatea de NW un sector mai magnetizat decît în jumătatea de SE. Faptul că în acest panou, sectorul ocupat de aluvioni predomină pe cel ocupat de conglomerate, explică de ce direcția pachetului de conglomerate nu mai apare atît de clar pe hartă și în rozeta Lauterbach, precum și creșterea componentei E-W datorită aluvioniilor. Însumarea acestor două efecte este mai pregnantă decît în panoul precedent, componenta majoră din rozetă reprezentând chiar bisectoarea direcției celor două cauze. Amplitudinea maximă este de 311γ și gradientul orizontal maxim de $28 \gamma/m$.

Panoul 3 (pl. III) a fost amplasat la nord de localitatea Stei pe conglomeratele cu elemente de porfirit din baza Danianului, în apropierea contactului cu depozitele senoniene. Harta micromagnetică prezintă un aspect puternic perturbat, amplitudinile anomaliei atingând aproape 500γ , iar gradientul orizontal maxim depășind $90 \gamma/m$. În sectorul central al hărții se remarcă un relief magnetic pozitiv, orientat NW-SE. Spre sud anomalia este flancată de un cordon de îndesire a izoliniielor, urmată spre extremitatea de SW de un sector mai puțin perturbat. În partea de nord a hărții se observă doi dipoli ($+171 \gamma$ - 283γ și $+125 \gamma$ + 4γ), conturăți parțial, datorită poziției lor periferice.

În jumătatea estică a hărții, relieful magnetic pozitiv menționat, este intersectat ortogonal de altă tendință pozitivă, conformă ca orientare cu direcția stratelor. Remarcăm atît din harta micromagnetică, cît mai ales din rozeta Lauterbach, două tendințe preferențiale (115° și 140°), orientate

aproape rectangular pe direcția stratelor. Acest paradox poate fi explicat prin concurarea mai multor cauze și anume: înclinarea mică a stratelor (15°), grosimea relativ redusă a bancului de conglomerate (circa 2 m) și căderea pantei conform cu direcția stratelor. Căderea reliefului conformă cu direcția stratelor și grosimea redusă a făcut ca în extremitatea de SW a hărții, stratul perturbant să dispară din cauza eroziunii.

Prezența în partea de nord a unor dipoli de intensitate remarcabilă, sugerează dispoziția heterogenă a materialului magnetizat.

În cele ce urmează vom prezenta 6 panouri din zona văilor Sibișel–Sînpetru.

Panoul 4 (pl. IV) este situat pe malul stâng al văii Sibișelului, la circa 600 m amont de comuna Sînpetru, pe gresii grosiere daniene. Amplitudinea maximă a anomaliei este de 22γ , iar gradientul maxim $5 \gamma/m$. Se remarcă o orientare netă a izolinilor pe direcția nord–sud, în perfectă corelație cu direcția stratelor. Prezența unor dipoli care împînzesc panoul micromagnetic, sugerează o variație a intensității de magnetizare pe diversele porțiuni ale suprafeței studiate. Variația intensității de magnetizare, care generează celelalte direcții preferențiale din rozele Lauterbach, trebuie corelată cu dispoziția oarecum heterogenă a materialului magnetizat.

Panoul 5 (pl. V) este amplasat în imediata vecinătate a panoului 4, marind același gradient maxim, însă o amplitudine de două ori mai mare a anomaliei ($A = 44 \gamma$). Panoul are o formă dreptunghiulară, cu baza 42 m și înălțimea 30 m. În porțiunea centrală prezintă o anomalie de maxim, orientată de asemenea nord–sud, deci concordantă cu direcția stratelor. Sectoarele adiacente prezintă direcții preferențiale de magnetizare (50° și 145°), care ar putea fi eventual corelate cu două sisteme de microfracturi ortogonale, la 45° față de direcția de stratificare.

Panoul 6 (pl. VI) este amplasat la circa 300 m aval de panourile 4 și 5, tot pe malul stâng al pîrîului Sibișel. Se caracterizează printr-o amplitudine destul de mare, $A = 52 \gamma$, și un gradient orizontal maxim de $12 \gamma/m$. Direcția de magnetizare principală este de asemenea nord–sud, prezintănd cîteva componente auxiliare grupate în jurul acestei direcții. Direcții secundare de magnetizare, corespund cu aproximativă mai puțin bună cu direcția de stratificare a gresiilor daniene. Această relativă neconcordanță poate fi atribuită, fie unei tectonizări locale mai intense (inclinarea stratelor 40°), fie unei distribuții neomogene a materialului magnetizat (fapt pentru care ar pleda și aspectul închis al microanomaliei), fie unei stratificații încrucișate, fenomen plauzibil în sinul unui complex continental-lacustru. Este de remarcat că în porțiunea estică a panoului,

direcția microanomalilor prezintă un remarcabil paralelism cu direcția stratelor.

Panoul 7 (pl. VII) este situat între localitățile Rea și Săcel, pe terasa inferioară a Râului Mare. Terasa este constituită din elemente mai mult sau mai puțin grosiere, provenite din cristalinul de Retezat și reprezentate în special prin granodiorite.

Din cercetările întreprinse de Șt. Airinei (6), reiese că acest granodiorit pare a fi slab magnetizat. Grosimea terasei la 200 m de panoul studiat, a fost estimată la circa 1,5 m. Pe taluzul terasei sunt deschise în cîteva puncte depozite daniene. De asemenea prezența depozitelor daniene sub terasa inferioară, mai este atestată de anomalia magnetică cartată în regiune (6, 7).

Amplitudinea maximă este de 20 γ, iar gradientul orizontal maxim de 3 γ/m. Direcțiile preferențiale de magnetizare se grupează în jurul azimutului de 40°. Întrucît în acest sector, direcția stratelor daniene (40°) coincide cu direcția cursului Râului Mare, nu putem discerne care din aceste două cauze posibile concură la producerea microanomalilor. Posibilitatea de discernare a acestor două cauze posibile, ne furnizează panoul 9.

Panoul 8 (pl. VIII) este situat pe valea Bărăștilor la circa 2,5 km amont de comuna Bărăști, fiind amplasat pe gresiile daniene, sub terasa medie a Râului Mare. Amplitudinea maximă este de 42 γ și gradientul orizontal maxim de 5 γ/m. Azimutul direcției de magnetizare a panoului este de circa 50°, prezentând o perfectă concordanță cu direcția de stratificare a gresiilor daniene din acest sector.

Componența ortogonală pe această direcție, ar putea reprezenta efectul unei microtectonici locale.

Panoul 9 (pl. IX) este situat pe terasa medie a Râului Mare, la circa 300 m sud de castelul de la Săcel. Terasa are o grosime de circa 3 m. Sub terasă, în vecinătatea panoului, aflorează argile daniene. Amplitudinea maximă a microanomalilor este de 9 γ, iar gradientul maxim de 2 γ/m. Pe cea mai mare parte a panoului, variațiile sunt mai mici, atingând abia 5 γ. Cu excepția extremității vestice, unde se poate urmări o oarecare orientare a izoliniilor pe direcția nord-sud, microanomalile nu prezintă nici o orientare preferențială, aspectul rozetei Lauterbach fiind total haotic. Reiese în primul rînd, că formațiunile care alcătuiesc terasa inferioară, nu sunt magnetizate. Pe de altă parte, faciesul argilos al Danianului prezintă o intensitate de magnetizare scăzută, fapt atestat de aspectul cartografic al microanomalilor.

Pe baza celor specificate anterior, ne permitem să facem cîteva observații de ordin metodologic și geologic.



PLANŞA I

Geologica și hidrogeologica zonă de cumpăna râurilor Olt și Târnava Mare
în partea centrală a județului Hunedoara



Institutul Geologic al României

276/25

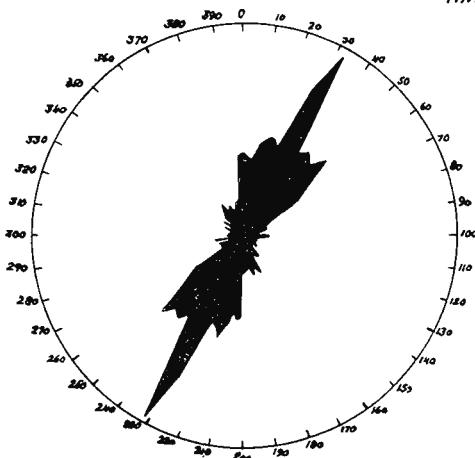
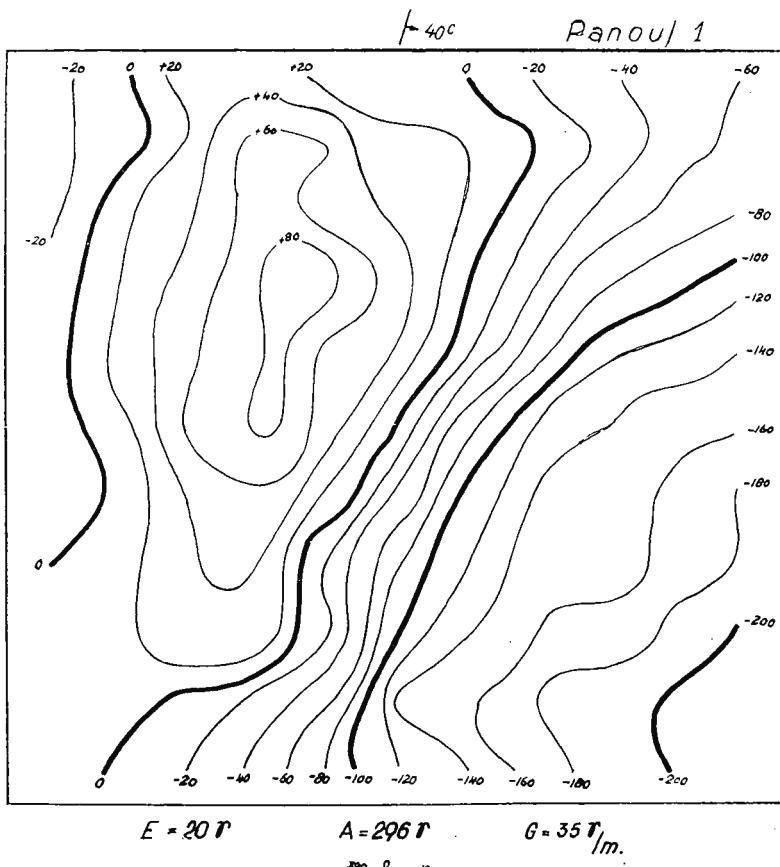
2008

PLANŞA I

Panou micromagnetic amplasat pe contactul dintre conglomeratele cu elemente de porfirit de la baza Danianului și aluviunile pîriului Demsuș.



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

PLANŞA II



Institutul Geologic al României

230-3

STE 1157

PLANŞA II

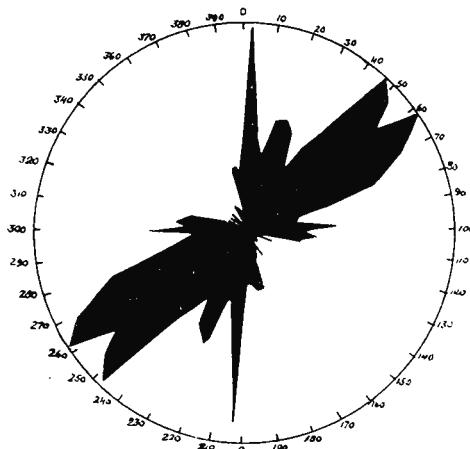
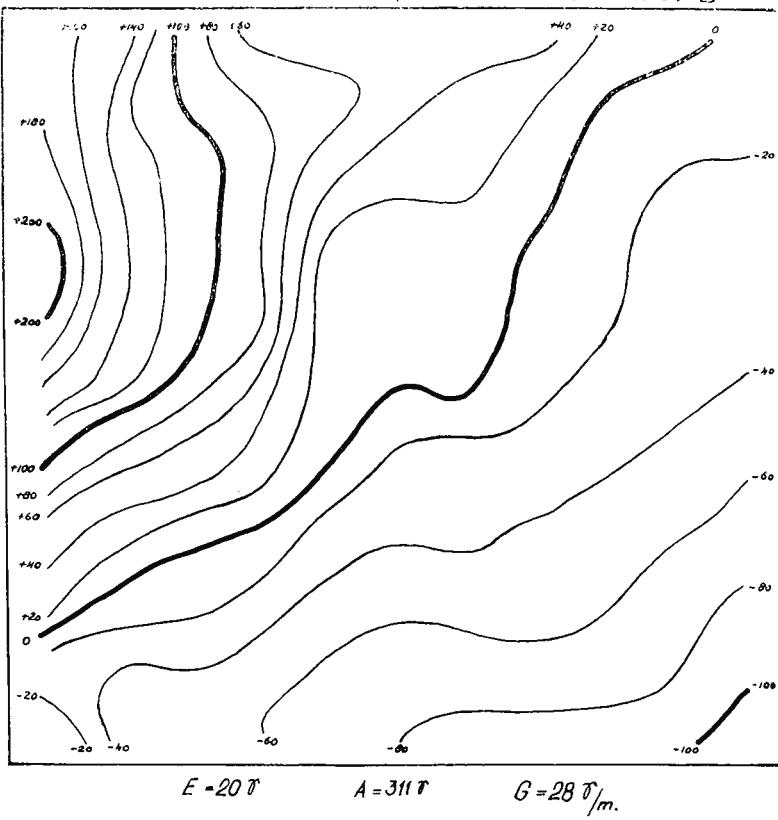
Panou micromagnetic amplasat pe contactul dintre conglomeratele cu elemente de porfirit de la baza Danianului și aluviunile pîrfului Demșuș.



Institutul Geologic al României

100

Panoul 2



Institutul Geologic al României

UL FOTOGRAPHIC
PLANSĂ III
al mării Negre și de Marea Azovă în legătură cu
atmosfera și clima litoralului sălbatic



Institutul Geologic al României

STR. 105
230 - 5

PLANSĂ III

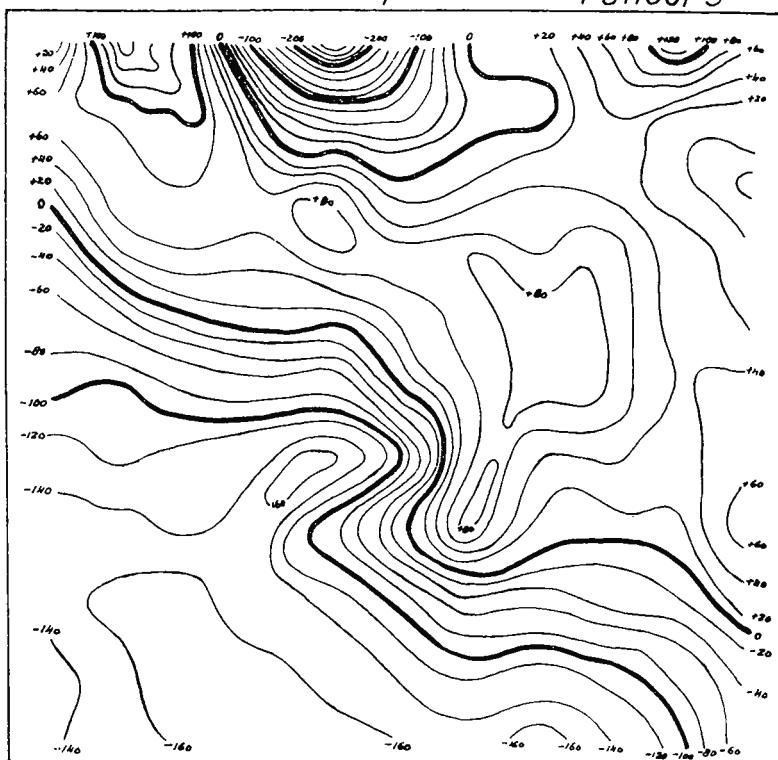
Panou micromagnetic amplasat la nord de localitatea Stei, pe conglomeratele cu elemente de porfirit din baza Danianului.



Institutul Geologic al României

150

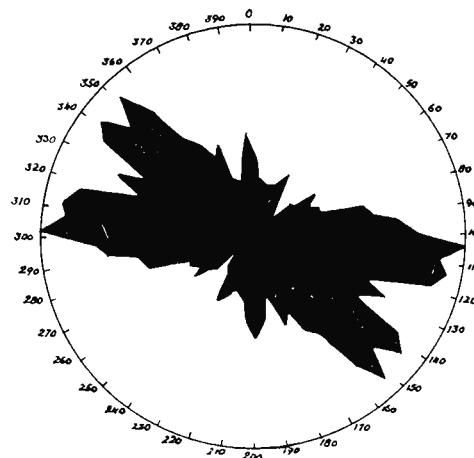
Panou/ 3



$$E = 20 r$$

A = 484 T

$$G = 94 \text{ r/m}$$



Institutul Geologic al României

PLANŞA IV



Institutul Geologic al României

STE/IDJ

230-1

PLANŞA IV

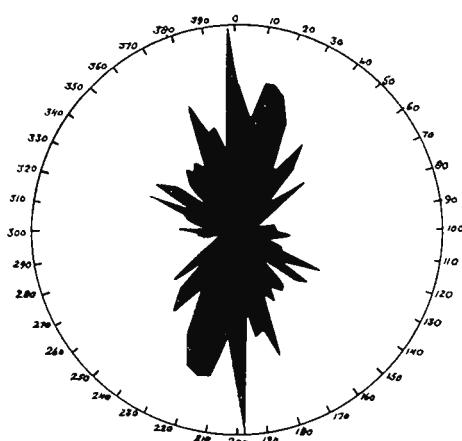
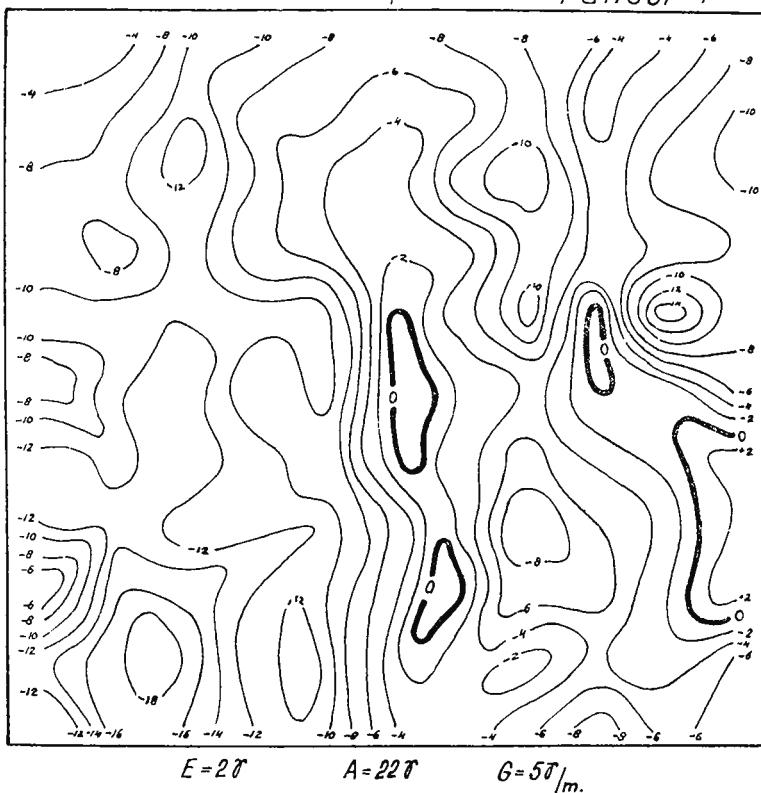
Panou micromagnetic amplasat pe malul stâng al văii Sibișelului, la cca 600 m
amont de comuna Sînpetru, pe gresii grosiere daniene.



Institutul Geologic al României

40°

Panoul 4



Z. A. I. P. T.
PLANSĂ V

Analiza și interpretarea rezultatelor cercetărilor geologice și hidrogeologice din județul Hunedoara



Institutul Geologic al României

SGP/ DS

23c-9

PLANŞA V

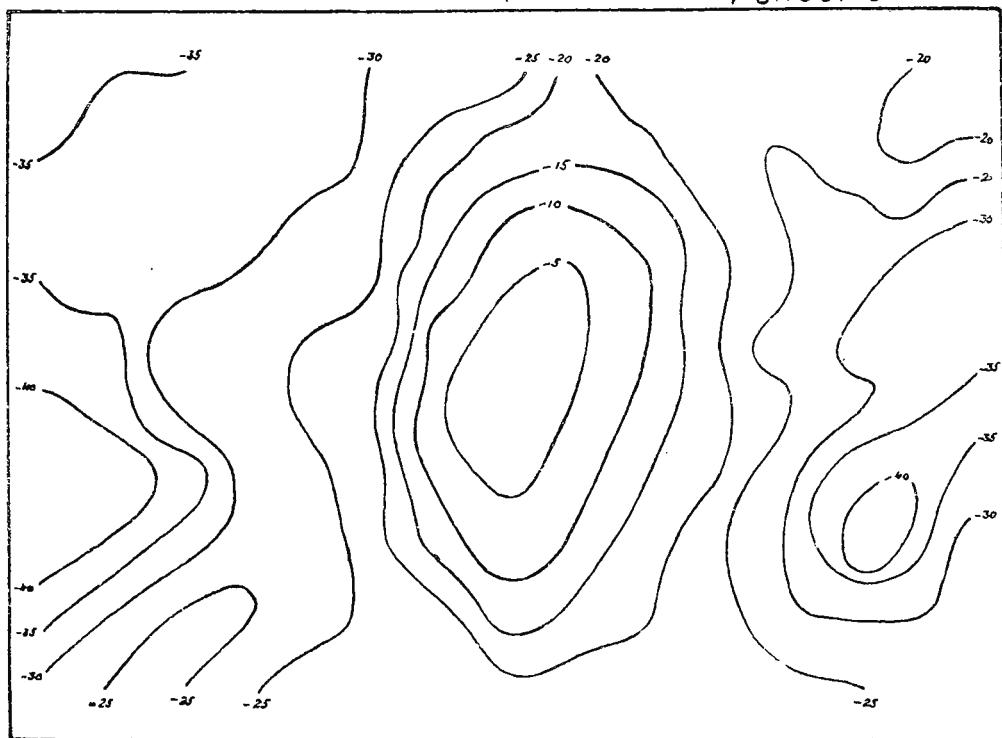
Panou micromagnetic amplasat pe malul stîng al văii Sibișelului, pe gresii grosiere daniene.



Institutul Geologic al României

40°

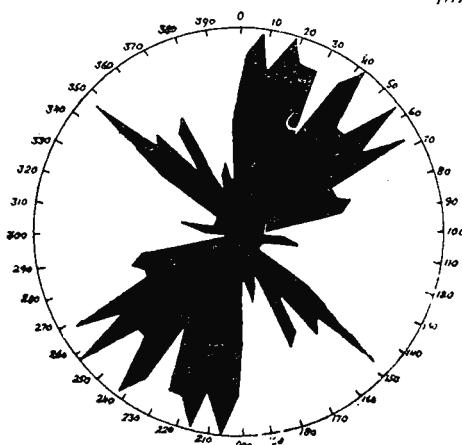
Panoul 5



$E = 5 \text{ r}$

$A = 44 \text{ r}$

$G = 5 \text{ r}/m.$



Institutul Geologic al României

PLANŞA VI



Institutul Geologic al României

SG/DS

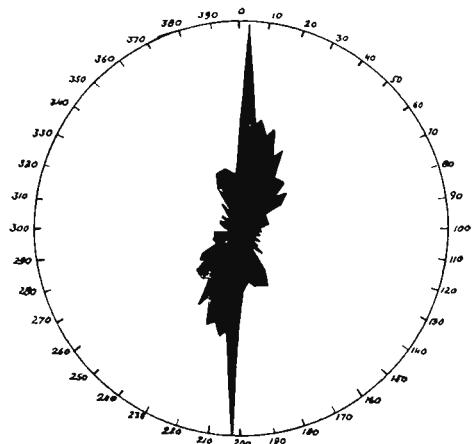
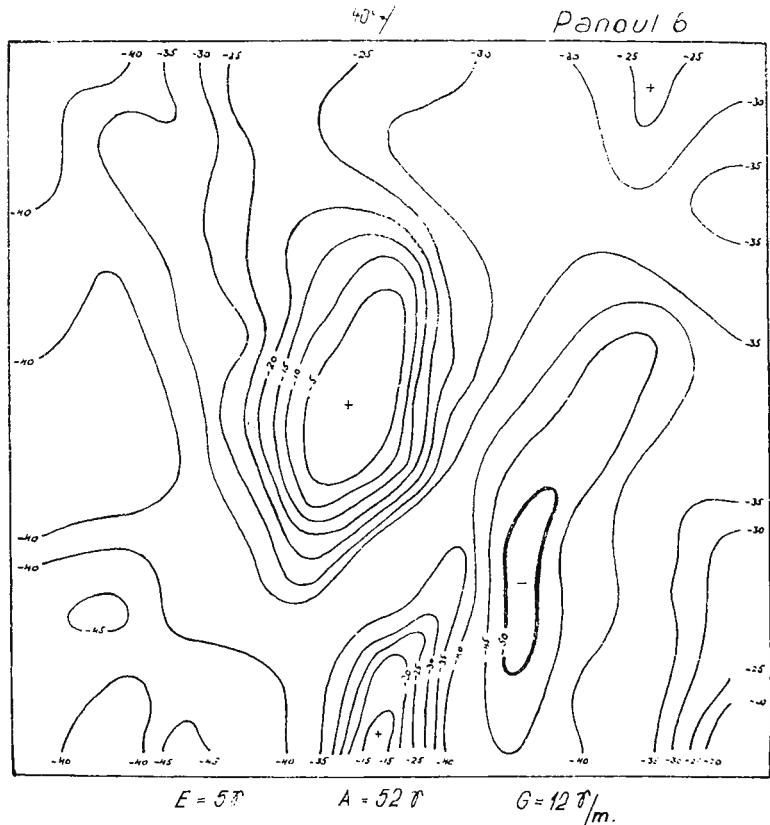
230-11

PLANŞA VI

Panou micromagnetic amplasat la cca 300 m aval de panourile 3 și 4,
pe gresii groși daniene.



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

PLANŞA VII



Institutul Geologic al României

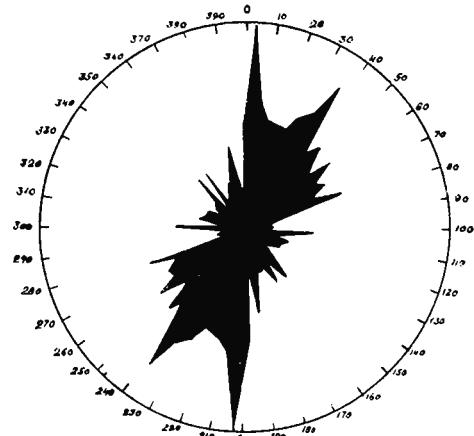
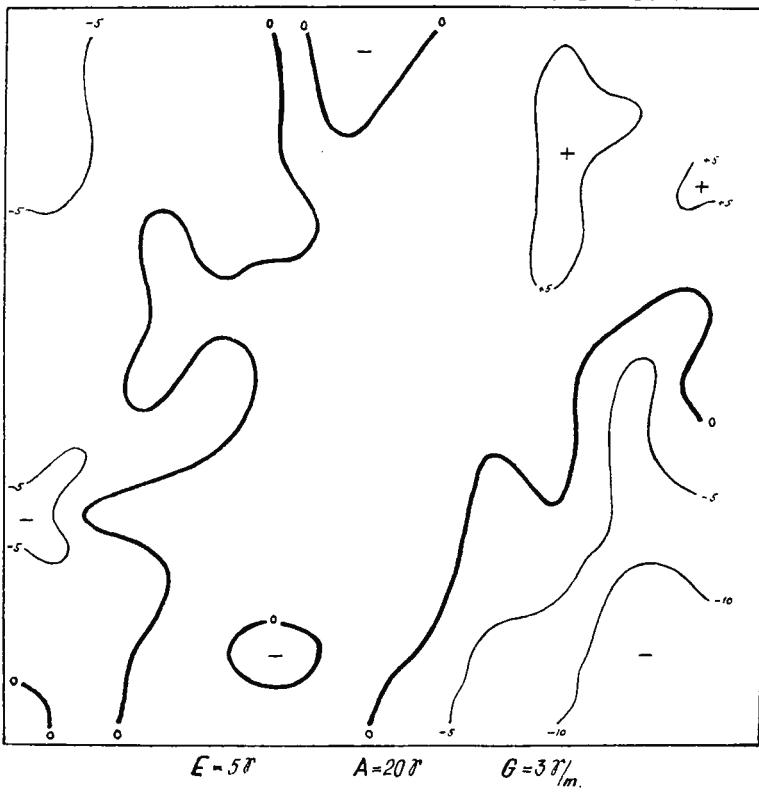
PLANŞA VII

**Panou micromagnetic situat între localitățile Rea și Săcel, pe terasa inferioară
a Râului Mare.**



Institutul Geologic al României

Panoul 7



Institutul Geologic al României

PLANŞA VIII



Institutul Geologic al României

230-15

PLANŞA VIII

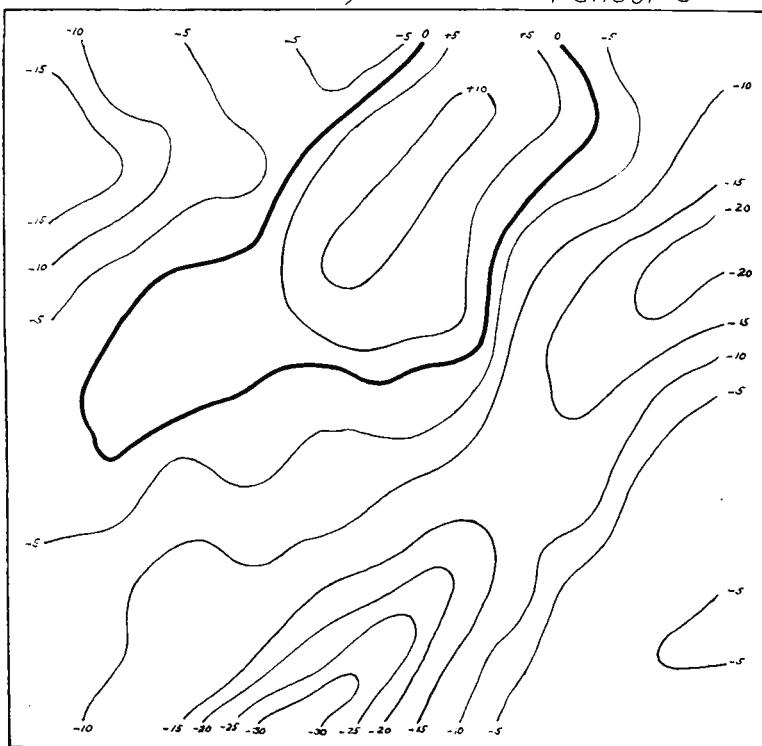
Panou micromagnetic situat pe valea Bărăştilor, pe gresii daniene.



Institutul Geologic al României

33°

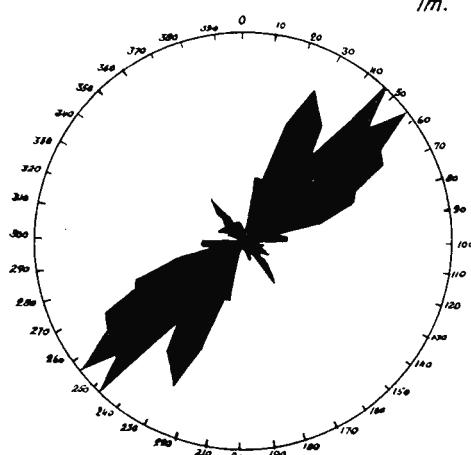
Panoul 8



$E = 5T$

$A = 42 T$

$G = 5T/m.$



Institutul Geologic al României

PLANŞA IX



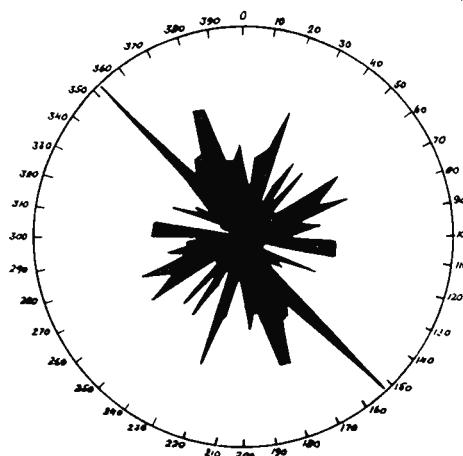
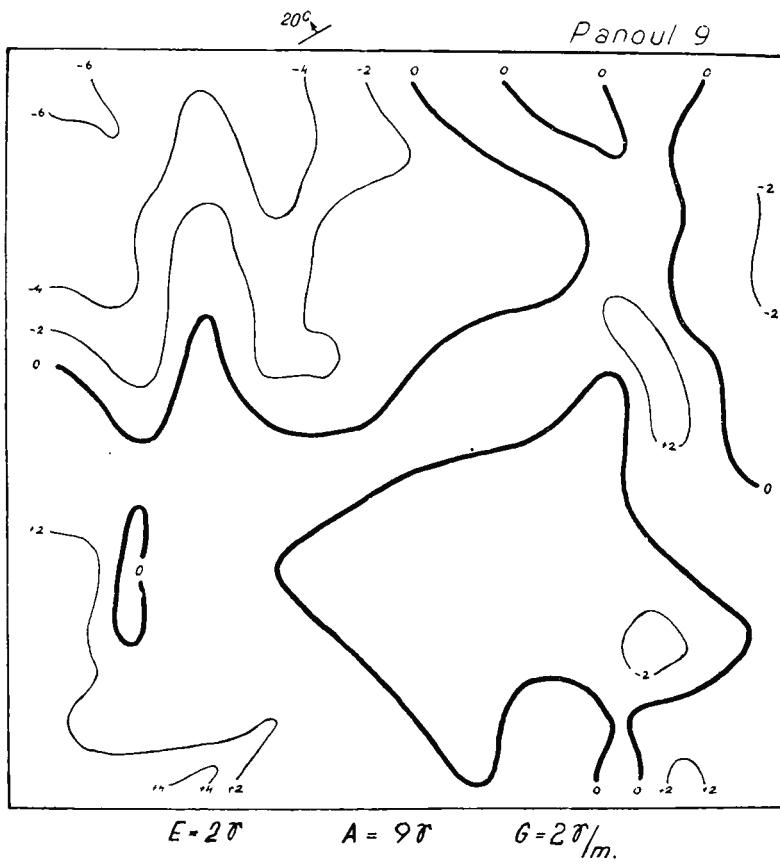
Institutul Geologic al României

PLANŞA IX

Panou micromagnetic situat pe terasa medie a Rîului Mare, la cca 300 m sud de Săcel.



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

Remarcăm că latura rețelei micromagnetice aleasă de noi (3 m) s-a dovedit satisfăcătoare în cazul cînd măsurările s-au executat direct pe depozitele daniene sau cînd aceste depozite erau acoperite de o pătură subțire de sol. În cazul cînd depozitele citate erau acoperite de formațiuni aluvionare, rezultatele au fost mai puțin concluziente. Se impune ca în aceste cazuri, să se utilizeze o latură de rețea mai mare.

Reprezentarea statistică a datelor sub formă de rozetă Lauterbach, care are avantajul de a pune în evidență direcțiile principale de magnetizare ale sectoarelor studiate, este influențată de dimensiunile longitudinale și transversale ale microanomaliiilor. Într-adevăr, în cazul microanomaliiilor puțin alungite, vor apărea în rozetă direcții de magnetizare parazitare mai mult sau mai puțin ortogonale față de direcția principală de magnetizare. Alt dezavantaj al reprezentării în rozetă îl constituie separarea unor direcții anomale inexistente în cazul prezenței a două efecte anomale care se însumează (de exemplu : panourile 1 și 2).

Metoda micromagnetică se dovedește deosebit de eficace pentru punerea în evidență a contactelor între formațiuni geologice magnetizate diferit (panourile I și II). De aceea metoda este deosebit de importantă pentru depistarea contactelor geologice măscate. În zonele acoperite de sol, metoda micromagnetică poate fi utilizată cu rezultate mulțumitoare pentru determinarea direcției de stratificare a formațiunilor sedimentare, în cazul cînd acestea sunt magnetizate. Punerea în evidență a direcției de stratificare, poate fi îngreunată uneori, datorită unor factori perturbatori, ca : magnetizare neuniformă a formațiunii, cauze tectonice locale și stratificație încrucișată.

Analiza celor nouă panouri de micromagnetism, demonstrează în general că depozitele daniene din bazinul Hațegului prezintă o magnetizare remarcabilă pentru o formațiune sedimentară. Acest fapt confirmă interpretarea dată anterior de autori, anomaliei magnetice pozitive din bazinul Hațeg (7), ca fiind datorită faciesului tufitic al Danianului.

BIBLIOGRAFIE

1. Airinei Șt., Romanescu D. Efectul micromagnetic al unor aluviuni din regiunea de est a masivului Poiana Ruscă. *Acad. R.P.R. Studii și Cercetări de Geol.*, T. 5 nr. 2, 1960.
2. Laufer F. Contribuții la studiul geologic al imprejurimilor orașului Hațeg. *An. Inst. Geol. Rom.*, X. București, 1924.



3. Lauterbach R. Mikromagnetik—ein Hilfsmittel geologischer Erkundung. *Wissenschaftliche Zeitschrift der Karl Marx Universität — Leipzig, 1953/1954, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Reihe*, Heft 3, p. 224.
4. Mamulea A. M. Studii geologice în regiunea Sînpetru—Pui (Hațeg). *An. Com. Geol. XXV*. București, 1953.
5. Mamulea A. M. Cercetări geologice în partea de vest a Bazinului Hațeg (Regiunea Sarmisegetuza—Răchitova). *D. S. Com. Geol. XXXVII* (1949—1950), p. 142. București, 1959.
6. Stoenescu Sc. Airinei Șt. Contribuții geofizice la cunoașterea substratului baz. Hațeg. *Bul. științ. Acad. R.P.R., Secția de geol. și geogr.*, II, 2. 1957.
7. Visarion M., Andrei J. Noi date geofizice asupra zonei centrale a depresiunii Hațeg. *Acad. R.P.R. Studii și Cercetări de Geologie*, T. 5, nr. 1. 1960.

**ÉTUDE MICROMAGNÉTIQUE DES DÉPÔTS DANIENS DU
BASSIN DE HAȚEG**

PAR

M. VISARION, J. ANDREI

(Résumé)

Les auteurs présentent neuf panneaux micromagnétiques considérés représentatifs pour la détermination de la structure détaillée des dépôts daniens du bassin de Hațeg.

Les résultats acquis prouvent que les levés micromagnétiques peuvent être utilisés avec succès lorsqu'on veut établir les contacts géologiques entre les formations différemment aimantées, les directions de stratification ainsi que les aspects microtectoniques.





Institutul Geologic al României

Redactor : Mircea Pauca
Tehnoredactor si corector : G. Cazaban,
Traduceri : C. Missir
Illustrația : I. Petrescu

Dat la cules noiembrie 1964 Bun de tipar : 9. II. 1966 Tiraj : 750
ex. Hartie cartografică 40 gr. m². Ft. 70 × 100. Coli de tipar : 14, 3/4
Com. nr. 4973 Pentru biblioteci indicele de clasificare : 559'3.

Intrepr. Poligr. Informația. Str. Brezoianu nr. 23-25.
București, Republica Socialistă România



Institutul Geologic al României